



Università di Napoli Federico II

Dottorato di Ricerca in Rischio Sismico

XX ciclo

**Effetti del mezzo di propagazione sulla stima della
pericolosità sismica:
Metodi avanzati per la ricostruzione di modelli crostali.**

Dott. Margherita Corciulo

Tutor

Prof. Aldo Zollo

Coordinatore

Prof. Paolo Gasparini

1	IL RISCHIO SISMICO E LA SISMOLOGIA	2
1.1	Il rischio sismico	4
1.2	Il rischio sismico in un'area di estrazione petrolifera: la Val d'Agri	6
1.2.1	Modello strutturale	8
1.2.2	Acquisizione dei dati	10
1.3	Il rischio sismico in un'area vulcanica a forte potenziale geotermico: i Campi Flegrei	12
1.3.1	Acquisizione dei dati	15
2	LA TOMOGRAFIA SISMICA	16
2.1	Metodi inversi in sismologia	17
2.2	La tomografia sismica: approccio locale, metodo linearizzato	20
2.2.1	Il metodo di Benz	22
2.3	La tomografia sismica: approccio globale, metodo non lineare	27
2.4	Applicazione a dati di sismica attiva: Val d'Agri	31
2.4.1	Organizzazione del <i>dataset</i> tomografico	32
2.4.2	Tomografia linearizzata dei tempi di primo arrivo	37
2.4.3	Tomografia non lineare dei tempi di primo arrivo	41
3	FASI SISMICHE SECONDARIE: TECNICHE DI ANALISI	50
3.1	Inversione di dati di sismica a riflessione	51
3.1.1	Calcolo dei tempi di riflessione teorici	52
3.1.2	<i>Objective Function</i>	54
3.1.3	Analisi dell'incertezza	59
3.1.4	Sezione <i>Zero-Time Move-Out</i>	61
3.2	Applicazione a dati di sismica attiva: Val d'Agri	62
3.2.1	Organizzazione del <i>dataset</i> dei dati per le forme d'onda riflesse	63
3.2.2	Inversione non-lineare dei dati delle forme d'onda riflesse	65
3.2.3	Sezione <i>Zero-Time Move Out</i>	66
3.2.4	Stima dell'errore	72
3.2.5	Sezione finale <i>Zero-Time Move-Out</i>	75
4	SCATTERING	76
4.1	Beamforming	78
4.2	Applicazione a dati di sismica passiva: Campi Flegrei	82
4.2.1	Localizzazione degli eventi	83
4.2.2	Applicazione a dati di sismica passiva: Campi Flegrei	85

DISCUSSIONI	91
CONCLUSIONI	97
BIBLIOGRAFIA	102

INTRODUZIONE

Le analisi di Rischio Sismico si concretizzano, da un punto di vista sismologico, in analisi di Pericolosità Sismica che si traducono in valutazioni dei parametri del moto del suolo e/o in rappresentazioni di mappe di pericolosità sismica per le aree di indagine.

L'importanza dell'utilizzo di un modello di propagazione realistico nella valutazione della Pericolosità Sismica ed in particolare nella localizzazione dei terremoti è stata dimostrata da studi recenti (Michelini e Lomax, 2004) che hanno messo in evidenza come, anche in caso di modelli di propagazione semplici, erronee distribuzioni di velocità comportano errori nella localizzazione dei terremoti (fig. 1).

L'obiettivo principale del lavoro di ricerca presentato in questo elaborato di tesi è stato, quindi, quello di sviluppare e ottimizzare un approccio integrato per la definizione della struttura crostale che potesse essere utilizzato per la definizione accurata delle strutture di velocità in contesti geologici con gradi di complessità elevata.

È stato sviluppato, quindi, un approccio integrato che permette, a partire dai dati acquisiti, siano essi di sismica attiva o passiva, di pervenire alla descrizione del modello di propagazione in termini sia di velocità continue delle onde sismiche sia in termini di geometria e profondità delle discontinuità sismiche presenti, siano esse riflettori e/o scatteratori, attraverso l'utilizzo di tecniche di analisi e di inversione dei dati.

In particolare sono state utilizzate ed ottimizzate delle tecniche di inversione tomografiche che permettono una descrizione in termini di velocità delle onde P del mezzo di propagazione e delle tecniche di inversione dei tempi e dei dati delle forme d'onda riflesse che permettono, invece, a partire dalle fasi riflesse riconosciute sulle sezioni sismiche, di definire le caratteristiche delle superfici di riflessione (ad esempio le faglie) in termini di geometria e profondità. Infine

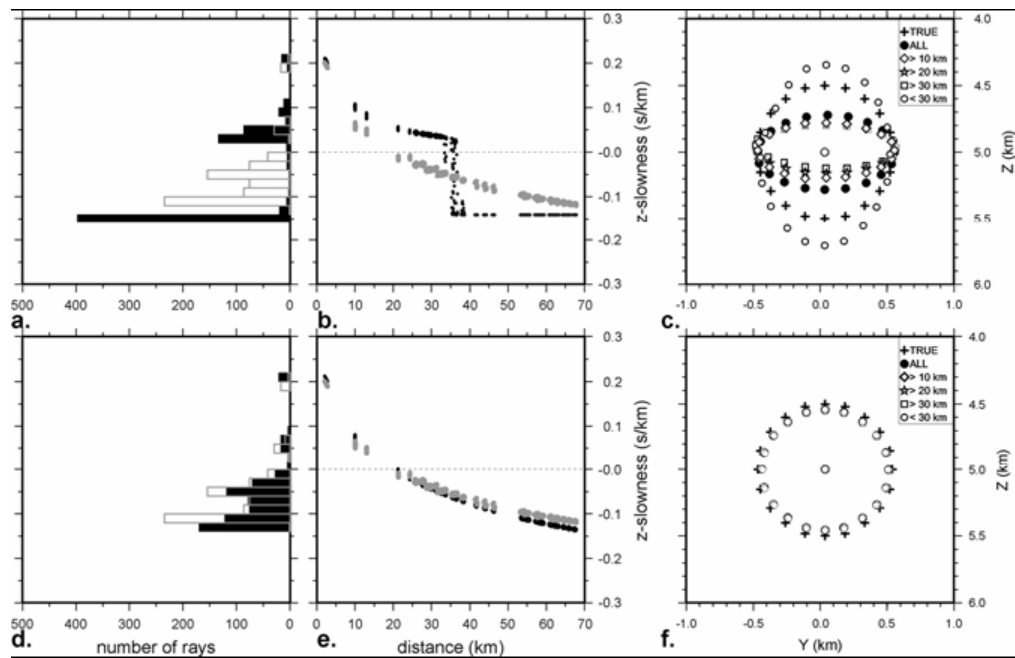


Figura 1: Risultati ottenuti per calcoli di localizzazione dei terremoti (Michelini e Lomax, 2004). I dati sintetici utilizzati nel lavoro di Michelini e Lomax (2004), sono stati ottenuti utilizzando un semplice modello di velocità a gradiente. I pannelli in alto mostrano i risultati ottenuti utilizzando un modello di velocità stratificato (in nero), mentre i pannelli in basso mostrano i risultati ottenuti utilizzando un modello di velocità a gradiente (in nero). In entrambi i casi i dati sintetici originari, calcolati per il modello a gradiente, sono mostrati in grigio. I grafici a e d mostrano gli istogrammi relativi al numero di raggi in funzione dei valori di lentezza del modello di velocità. I grafici b ed e mostrano gli andamenti di lentezza (inverso della velocità) in funzione della distanza. Infine i grafici c ed f mostrano le localizzazioni ritrovate. In tutti i casi si vede come i risultati ottenuti utilizzando un modello a gradiente siano nettamente migliori rispetto a quelli ottenuti utilizzando il modello di velocità a strati, nonostante la velocità media per i due modelli sia la stessa.

è stata ottimizzata una metodologia per l'analisi delle fasi sismiche scatterate che permette la caratterizzazione degli scatteratori presenti nel mezzo di propagazione.

Le metodologie ottimizzate sono state applicate a due aree di indagine al fine di verificare la loro effettiva efficacia in casi di strutture molto complesse. Le aree di indagine sono state rispettivamente un'area di *thrust belt*, la Val d'Agri, in Appennino Meridionale ed un'area vulcanica, i Campi Flegrei.

In particolare, per ciò che riguarda la Val d'Agri le indagini precedentemente effettuate da differenti autori (Dell'Aversana *et al.*, 2002 e 2003; Shiner *et al.*, 2004) hanno comportato l'integrazione dei dati sismici con dati gravimetrici, magnetici oltre che con dati di pozzo per pervenire alla definizione di un modello strutturale realistico dell'area. Ciò che è stato fatto in questo lavoro è piuttosto analizzare i soli dati sismici utilizzando l'approccio integrato sviluppato, per ottenere un modello di velocità delle onde P e la geometria e profondità di una superficie di riflessione. I risultati ottenuti sono stati poi interpretati confrontandoli con quelli presentati in particolare da Dell'Aversana *et al.*, 2002 e 2003. I risultati ottenuti per la Val d'Agri hanno dimostrato, non solo che il modello strutturale ritrovato è realistico, compatibilmente con quanto proposto da Dell'Aversana *et al.*, 2002; 2003 e da Shiner *et al.*, 2004 ma, in particolar modo che l'approccio integrato sviluppato è uno strumento utile e potente per la definizione di modelli strutturali in aree geologiche complesse.

I Campi Flegrei sono, invece, un'area vulcanica attiva che minaccia l'area densamente abitata della città di Napoli. La caldera dei Campi Flegrei risulta essere parzialmente sommersa nel golfo di Pozzuoli e la sua forma è stata determinata dai collassi conseguenti ai due eventi eruttivi conosciuti come

eruzione dell'Ignimbrite Campana (37 mila anni fa) ed eruzione del Tufo Giallo Napoletano (12 mila anni fa); (Deino et al., 2004; de Vivo et al., 2001). L'area è caratterizzata da fenomeni di deformazione verticale del suolo tra i quali i più recenti sono stati quelli del 1970-72 e del 1982-84. La struttura della caldera è stata precedentemente investigata da indagini tomografiche, magnetiche e gravimetriche oltre che da numerosi pozzi con profondità di investigazione compresa tra 1 e 3 km (Aster e Meyer, 1988; Ferrucci *et al.*, 1992).

In questo lavoro di ricerca è stata utilizzata la tecnica del *beamforming* (descritta nel capitolo 3) per definire la struttura dei Campi Flegrei in termini di profondità e geometria degli *scatteratori* presenti analizzando dati di sismica passiva.

Nel quadro delle analisi di Pericolosità Sismica l'utilizzo dell'approccio integrato proposto in questo lavoro che a partire dai dati acquisiti permette di definire la struttura crostale, rappresenta uno strumento adeguato per la definizione di modelli di velocità complessi facilmente utilizzabili dai codici di localizzazione dei terremoti.

Nella stesura di questo elaborato di tesi si è pensato di organizzare il lavoro effettuato in modo da chiarire le caratteristiche di ciascuna metodologia utilizzata nell'approccio integrato e di illustrare, quindi, per ciascuna di esse, i risultati ottenuti utilizzando dati reali.

A partire dalla definizione di Pericolosità sismica verrà illustrata, nel primo capitolo, l'importanza della definizione di un modello di velocità accurato per le analisi di Early Warning. Verranno inoltre illustrate le principali caratteristiche di due aree geografiche dell'Italia meridionale, la Val d'Agri e i Campi Flegrei, per le quali l'approccio integrato sviluppato nel lavoro di ricerca svolto è stato utilizzato per la definizione dei modelli strutturali.

Lo sviluppo di un approccio integrato per la caratterizzazione della struttura crostale prevede la definizione di un modello di velocità continuo che può essere descritto attraverso la definizione di modelli tomografici delle onde sismiche. La tomografia sismica è un tipico problema inverso non lineare la cui soluzione può essere ricercata in maniera linearizzata oppure in maniera globale. A tal proposito verranno descritti, nel secondo capitolo, le principali caratteristiche dei problemi inversi non lineari e in particolare dei problemi tomografici e verranno illustrate due metodologie, la prima linearizzata e la seconda completamente non lineare, che permettono di ottenere modelli di velocità continui a partire dai tempi di primo arrivo delle onde sismiche. I due metodi tomografici saranno poi utilizzati per ottenere dei modelli di velocità delle onde P per un'area dell'Appennino Meridionale ad elevato Rischio Sismico: la Val d'Agri.

La caratterizzazione della struttura crostale delle aree geologicamente complesse prevede, oltre che la descrizione in termini di modelli di velocità continui, anche la definizione delle superfici di discontinuità sismiche presenti. Si definiscono discontinuità sismiche quelle superfici alle quali le onde sismiche che si propagano nel mezzo subiscono dei fenomeni di rifrazione, riflessione trasmissione, scattering e/o diffrazione. Il tipo e l'entità del fenomeno dipende dal contrasto delle caratteristiche elastiche del mezzo di propagazione ai lati opposti della superficie di discontinuità. Nel terzo capitolo sarà descritta la metodologia che, a partire dall'analisi delle fasi sismiche riflesse, permette di definire le caratteristiche geometriche e la profondità dei riflettori crostali in mezzi di propagazione eterogenei. La metodologia proposta è basata sull'analisi di *semblance*, e utilizza in maniera combinata i dati dei tempi di arrivo e le caratteristiche delle forme d'onda delle fasi riflesse. Anche in

questo, così come nel secondo capitolo, l'applicazione della metodologia verrà illustrata a dati di sismica attiva acquisiti in Val d'Agri.

Infine nel quarto capitolo verrà illustrata una metodologia che, a partire dai sismogrammi acquisiti, permette il riconoscimento di fasi sismiche scatterate e quindi porta alla definizione delle superfici di scatterazione presenti in mezzi di propagazione eterogenei. In questo caso la metodologia sviluppata è stata utilizzata per analizzare dati di sismica passiva acquisiti in un'area vulcanica: i Campi Flegrei.

Le differenti aree di applicazione sono state scelte al fine di verificare l'efficacia dell'approccio integrato sviluppato in differenti contesti tettonici.

1 IL RISCHIO SISMICO E LA SISMOLOGIA

Le analisi di Rischio Sismico risultano essere un problema molto complesso che richiede scambi continui tra ricercatori con differenti conoscenze ed esperienze. La collaborazione tra esperti di varie discipline è, infatti, essenziale per pervenire alla produzione di risultati affidabili che portano alla valutazione e mitigazione del Rischio Sismico.

Una corretta stima del Rischio Sismico richiede, tra le altre, la conoscenza accurata riguardo alle caratteristiche del mezzo attraverso il quale le onde sismiche si propagano. Definire le caratteristiche del mezzo di propagazione significa definirne le caratteristiche in termini di velocità delle onde sismiche ed in termini di caratteristiche delle superfici di discontinuità presenti. Queste caratteristiche permettono di stimare il meccanismo di faglia che origina un evento sismico, valutare gli effetti di amplificazione locale dovuti alle condizioni di sito, valutare la risposta delle strutture che impiegano differenti sistemi a differente resistenza laterale, alle sollecitazioni dei terremoti,. Da quanto esposto appare evidente che la sismologia gioca un ruolo importante nella riduzione dell'impatto dei terremoti. In particolar modo le immagini sismiche delle strutture complesse caratterizzate da forti variazioni laterali nel campo di velocità risultano essere uno dei punti cruciali nella valutazione del Rischio Sismico in quanto variazioni nel campo di velocità determinano variazioni della radiazione sismica alla sorgente.

È proprio in questa ottica che è stato sviluppato l'approccio metodologico proposto in questo lavoro di ricerca che porta alla determinazione, mediante l'analisi dei dati sismici acquisiti, delle strutture di velocità anche in ambienti molto complessi. In particolare le caratteristiche delle strutture di velocità possono essere distinte in due categorie. La prima riguarda la determinazione di modelli di velocità che descrivano la distribuzione a grande scala delle velocità del mezzo, mentre la seconda utilizza il modello di velocità per definire le componenti a bassa lunghezza d'onda delle strutture (le discontinuità), mediante procedure di inversione e/o migrazione delle fasi sismiche secondarie.

A partire proprio da questa distinzione è stato sviluppato l'approccio integrato che porta alla definizione delle strutture di velocità per le aree investigate proposto in questo lavoro di tesi. In questo capitolo verrà definito il Rischio Sismico da un punto di vista sismologico e verranno presentate le aree di indagine che sono state studiate al fine di produrre dei modelli strutturali utilizzando le tecniche ottimizzate che sono parte integrante della procedura sviluppata.

1.1 Il rischio sismico

Il Rischio Sismico è definito come la probabilità che le conseguenze economiche e sociali di un evento sismico superino un certo valore, in un sito di interesse, durante un certo intervallo di tempo. Formalmente il Rischio Sismico è espresso dalla relazione:

$$R = H * V * E \quad (1.1)$$

nella quale H esprime la Pericolosità Sismica, V la Vulnerabilità, E l'Esposizione e il simbolo $*$ indica la convoluzione.

La Pericolosità Sismica è definita come la probabilità che il valore di uno dei parametri utilizzati per descrivere il moto del suolo (parametri di picco e/o ordinate spettrali) superi, nell'intervallo di tempo considerato, un certo livello, in conseguenza di un evento sismico. La Vulnerabilità Sismica è, invece, definita come la probabilità che i danni subiti da determinate categorie di elementi esposti al rischio (scuole, ospedali, impianti industriali, etc.) superino, nell'intervallo di tempo considerato, un certo valore. Infine, per Esposizione si intende la stima delle perdite in termini di vite umane e di danni economici per gli elementi esposti al rischio.

Da un punto di vista sismologico le analisi di Rischio Sismico si esplicitano in analisi di Pericolosità Sismica che si traducono in valutazioni dei parametri del moto del suolo e/o in rappresentazioni di mappe di pericolosità sismica per le aree di indagine.

L'analisi di Pericolosità Sismica implica quindi la stima quantitativa delle caratteristiche del moto del suolo ad un sito di interesse. Classicamente possono essere utilizzati due differenti tipi di approcci per la valutazione della Pericolosità Sismica. Il primo, noto come approccio "alla Cornell", permette di effettuare un'analisi probabilistica classica (Cornell, 1968) che porta alla valutazione delle Pericolosità mediante la produzione di curve e/o mappe di pericolosità che descrivono la stima di uno dei parametri utilizzati per definire il moto del suolo. Il secondo approccio è di tipo deterministico ed è noto piuttosto come analisi di scenario in quanto porta alla valutazione della Pericolosità in termini di effetti legati all'occorrenza di un terremoto di una

particolare entità su una data faglia sismogenetica per un particolare sito (Reiter, 1990).

La valutazione della Pericolosità per un particolare sito o una particolare regione deve quindi tenere in considerazione tutte le possibili sorgenti di attività sismica e la loro potenzialità di generare forti movimenti del suolo. In altre parole entrambi gli approcci che portano alla valutazione della Pericolosità Sismica implicano la caratterizzazione delle sorgenti sismogenetiche. Nell'approccio "alla Cornell" le sorgenti sismogenetiche sono rappresentate da punti, linee, aree e volumi per le quali le caratteristiche sismogenetiche sono distribuite in maniera uniforme.

Caratterizzare una sorgente sismogenetica significa conoscerne le caratteristiche geometriche (estensione e profondità) ed elastiche (tipo di struttura), nonché conoscere, nel caso di approccio probabilistico, la legge di ricorrenza (ad esempio la legge di Gutenberg e Richter, 1954) per l'area di indagine. In altre parole la caratterizzazione può essere effettuata in maniera accurata se si conoscono innanzitutto le caratteristiche del modello di velocità dell'area investigata, ovvero se si ha a disposizione sia un modello di velocità continuo che un modello di velocità in termini di discontinuità sismiche presenti.

La conoscenza accurata delle caratteristiche di velocità delle aree di indagine permette migliori stime di localizzazione, meccanismo focale e momento/magnitudo dei terremoti che portano ad una migliore valutazione dei parametri del moto del suolo (ad esempio la Peak Ground Acceleration, PGA) e quindi ad una migliore stima della Pericolosità Sismica.

La conoscenza accurata del modello strutturale assume notevole importanza soprattutto nelle applicazioni di *Early Warning* quando le stime di

localizzazione vengono effettuate *on-line*. La stima dei parametri di sorgente (localizzazione, meccanismo focale e momento/magnitudo) rappresenta il passo iniziale per la stima dell'*Early Warning* regionale. In questo tipo di analisi la Pericolosità sismica deve essere ricavata dalle informazioni disponibili nei primi secondi di registrazione dell'evento (Kanamori *et al.*, 1997) a differenza di quanto avviene per le stime *off-line* per le quali è possibile stimare i parametri dell'evento a partire dalla conoscenza di registrazioni complete dell'evento stesso.

1.2 Il rischio sismico in un'area di estrazione petrolifera: la Val d'Agri

La Val d'Agri rappresenta un laboratorio naturale molto utile per verificare l'efficacia di metodologie volte alla definizione di strutture di velocità in ambienti fortemente eterogenei.

Le caratteristiche geologiche e geomorfologiche dell'area appaiono molto complesse da un punto di vista strutturale e ciò si traduce in un contesto sismologico molto complesso e al tempo stesso interessante.

L'area dell'Appennino Meridionale comprendente la Val d'Agri è interessata principalmente da due faglie con direzione appenninica, la faglia Irpino-Lucana e la faglia della Val d'Agri (Cello *et al.*, 2000). Su queste due faglie principali si concentra la sismicità di magnitudo più elevata mentre terremoti di minore intensità sono localizzati principalmente lungo una serie di faglie secondarie aventi direzione antiappenninica. L'ultimo terremoto di magnitudo elevata conosciuto per l'area è quello del 16 dicembre 1857 (Mallet, 1862), per il

quale studi recenti hanno stimato una magnitudo di $M_s \approx 7.0$ (Lucente *et al.*, 2005; Maschio *et al.*, 2005; Benedetti *et al.*, 1998), ed un'origine legata all'attività della faglia normale immergente verso Sud Ovest che delimita il fianco orientale della valle. La presenza di questa faglia determina anche la struttura morfologica della Val d'Agri che appare essere del tipo *half-graben*¹.

1.2.1 Modello strutturale

Le caratteristiche strutturali della Val d'Agri sono meglio conosciute per ciò che riguarda la struttura più superficiale in quanto notevoli sono stati gli studi e gli sforzi effettuati per comprendere le caratteristiche delle strutture affioranti ed i rapporti stratigrafici tra i vari litotipi presenti, (Mazzoli *et al.*, 2000; Mostardini e Merlini, 1986; Casero *et al.*, 1988; Di Bucci *et al.*, 2006; Scrocca *et al.*, 2005, Shiner *et al.*, 2004, Dell'Aversana *et al.*, 2002, 2003; etc.). La presenza inoltre di numerosi pozzi per l'esplorazione di idrocarburi ha fatto in modo che la conoscenza riguardo alle caratteristiche dell'area potesse essere aumentata anche per ciò che riguarda i rapporti stratigrafici profondi. La struttura stratigrafica è caratterizzata da depositi alluvionali, nella parte centrale della valle, ai quali seguono sequenze di depositi terrigeni a componente

¹ Il *graben* è un termine tedesco per indicare una depressione. *Graben* e *horst* sono termini che si riferiscono a regioni poste tra faglie normali come risultato di sforzi tensionali e distensioni crostali. I *graben* sono bassi strutturali limitati da faglie normali che tipicamente immergono, da entrambi i lati, verso il centro del graben stesso. Un *half graben* è una struttura caratterizzata da faglie normali soltanto lungo un fianco. Un *graben* può formare un'area di *rifting* o di distensione, dove le faglie normali sono i più comuni tipi di faglia. Tra i *graben* più famosi si ricordano il *graben* del Reno, in Europa centrale e la *rift valley* in Africa orientale.

carbonatica e flyshoide. Queste differenti unità stratigrafiche mostrano forti variazioni sia negli spessori che riguardo alla loro posizione stratigrafica (così come dimostrato dai dati di pozzo) a testimonianza della presenza di faglie normali e inverse che interessano l'area. Il modello stratigrafico proposto da Dell'Aversana *et al.*, (2002) mostrato in figura 1.1, permette di avere un'idea della notevole complessità dell'area e dei rapporti stratigrafici esistenti. Questo modello, costruito integrando dati sismologici, gravimetrici, magnetici, di pozzo e di geologia di superficie, rappresenta il punto di partenza del lavoro di interpretazione dei risultati ottenuti effettuato durante questo lavoro di ricerca. Il modello (fig. 1.1), mostra che la struttura più importante è rappresentata dal deposito carbonatico della Piattaforma Carbonatica Apula che appare essere presente lungo tutta l'area investigata ad una profondità compresa tra 2 e 3 km sotto il livello del mare e che presenta profondità maggiori nell'area Nord Est della valle. Nello schema si notano altri depositi a componente carbonatica (in verde) a differenti profondità. Si nota, inoltre, che molto spesso questi depositi risultano essere sovrapposti a depositi a componente argillosa che presentano valori di densità inferiori ($d=2.350 \text{ g/cm}^3$) e quindi potrebbero avere velocità delle onde sismiche inferiori rispetto ai depositi a componente carbonatica. Questo schema mostra chiaramente la struttura complessa e notevolmente articolata della Val d'Agri, che oltre a forti variazioni di velocità laterali potrebbe presentare anche delle inversioni di velocità delle onde con la profondità. La complessità strutturale associata alla topografia molto accidentata ha, inoltre, fatto in modo che studi precedenti effettuati utilizzando tecniche di indagine sismica classiche (migrazione, *pre-stack depth migration*, etc.) fallissero.

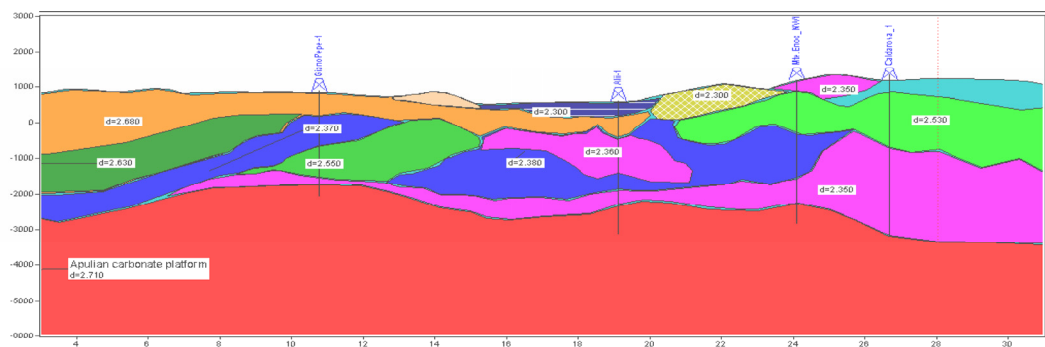


Figura 1.1: Schema geologico proposto da Dell'Aversana *et al.*, 2002. Dal basso: **rosso**: depositi carbonatici riferibili alla piattaforma Apula; **magenta**: depositi argillosi con intercalazioni di calcari; **blu**: depositi bacinali riferibili all'unità Lagonegrese a componente prevalentemente argillosa; **verde**: depositi lagonegresi a componente carbonatica; **arancio**: depositi riferibili alla piattaforma Carbonatica Sud Appenninica; **viola**: depositi alluvionali; **ciano**: depositi riferibili al *flysh* di "Gorgoglione" a prevalente componente sabbiosa e marnosa. Nella figura sono rappresentate le posizioni (proiettate) di 4 pozzi per l'esplorazione di idrocarburi.

1.2.2 Acquisizione dei dati

I dati di sismica attiva utilizzati durante questo lavoro di ricerca sono stati acquisiti nell'area della Val d'Agri (Appennino Meridionale), (figura 1.2), nell'ambito del progetto di ricerca ESIT (*Enhance Seismic In Thrust Belt*), dall'Enterprise Oil Italiana e dall'E.N.I. durante il mese di ottobre del 1999 (Dell'Aversana *et al.*, 2003).

I dati sono stati acquisiti su una linea sismica lunga 18 km orientata Sud-Ovest Nord-Est (figura 1.2). L'orientazione della linea sismica è stata scelta ortogonale alla direzione preferenziale della catena appenninica, in modo da tagliare trasversalmente i principali fronti di accavallamento (*thrust*), ed avere una visione d'insieme della complessità strutturale dell'area.

La geometria di acquisizione utilizzata è stata di tipo “*Global Offset*”, con 201 geofoni a 10 Hz, aventi una spaziatura media di 90 m, e 284 scoppi aventi, invece, una spaziatura media di 60 m. La tecnica innovativa di acquisizione utilizzata è stata studiata al fine di acquisire dati sismici con un ampio “*range di offset*”. Questa tecnica permette l’acquisizione di sismogrammi, generati da sorgenti convenzionali, mediante una serie di geofoni a 3 componenti densamente distribuiti lungo tutta la linea sismica. Il vantaggio derivante dall’utilizzo di questo tipo di geometria di acquisizione è rappresentato dal fatto che l’acquisizione contemporanea di dati aventi distanze sorgente-ricevitore (*offset*) variabili (*near vertical and wide angle data*) consente di ottenere informazioni del sottosuolo sia da dati di sismica a rifrazione che a riflessione, permettendo una migliore descrizione del mezzo investigato.

I dati acquisiti sono i sismogrammi registrati da ciascun ricevitore per tutti gli scoppi effettuati, per un totale di circa 57000 sismogrammi, che sono stati organizzati, durante la prima fase del lavoro di ricerca, in sezioni sismiche. Queste ultime sono rappresentazioni dei sismogrammi in funzione del tempo e della distanza. In particolare al fine di identificare i primi arrivi i sismogrammi sono stati organizzati in sezioni sismiche a scoppio comune (*Common Shot Panel*, CSP), mentre un’organizzazione di tipo *Common Mid Point* (CMP) è stata preferita per individuare le fasi riflesse secondarie.

I dati di sismica attiva acquisiti in Val d’Agri sono stati utilizzati per definire un modello strutturale dell’area utilizzando le tecniche di inversione dei dati descritte nei successivi capitoli 2 e 3.

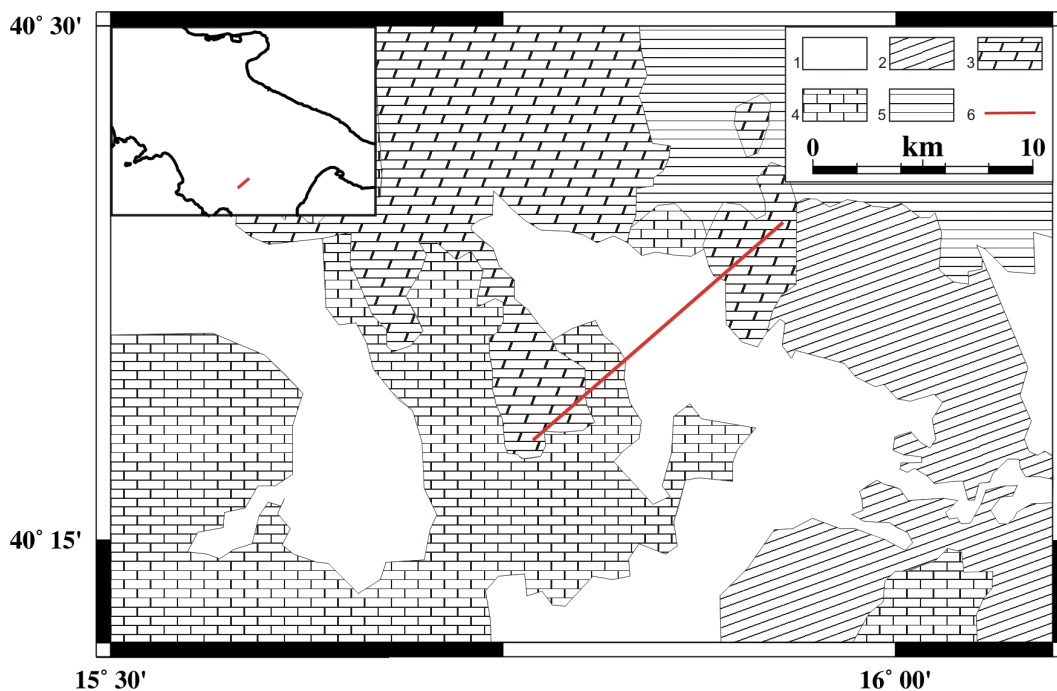


Figura 1.2: Schema geologico semplificato dell'area investigata. 1 - Depositi Pliocenici e Pleistocenici (medio-inferiore); 2 - Depositi silico-clastici e carbonatici (Miocene superiore e Pliocene medio-inferiore); 3 - Depositi bacinali dell'unità di Lagonegro (Mesozoico e Terziario); 4 – Depositi carbonatici della Piattaforma Appenninica (Mesozoico e terziario); 5 – Unità Sicilidi (Miocene inferiore); 6 – profilo sismico.

1.3 Il rischio sismico in un'area vulcanica a forte potenziale geotermico: i Campi Flegrei

I Campi Flegrei rappresentano il sistema vulcanico che borda il lato Ovest della città di Napoli, in un'area densamente popolata. La forma della caldera dei Campi Flegrei è conseguenza di due eventi esplosivi noti come l'eruzione dell'Ignimbrite Campana (37 mila anni fa) e l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (12 mila anni fa) (Scandone *et al.*, 1991; Orsi *et al.*, 1996). La struttura dei Campi Flegrei è caratterizzata, inoltre, da numerosi altri piccoli

crateri (fig. 1.3) che sono il risultato di eruzioni più recenti, tra le quali quella famosa che ha portato alla formazione del Monte Nuovo avvenuta del 1538 (Di Vito *et al.*, 1987).

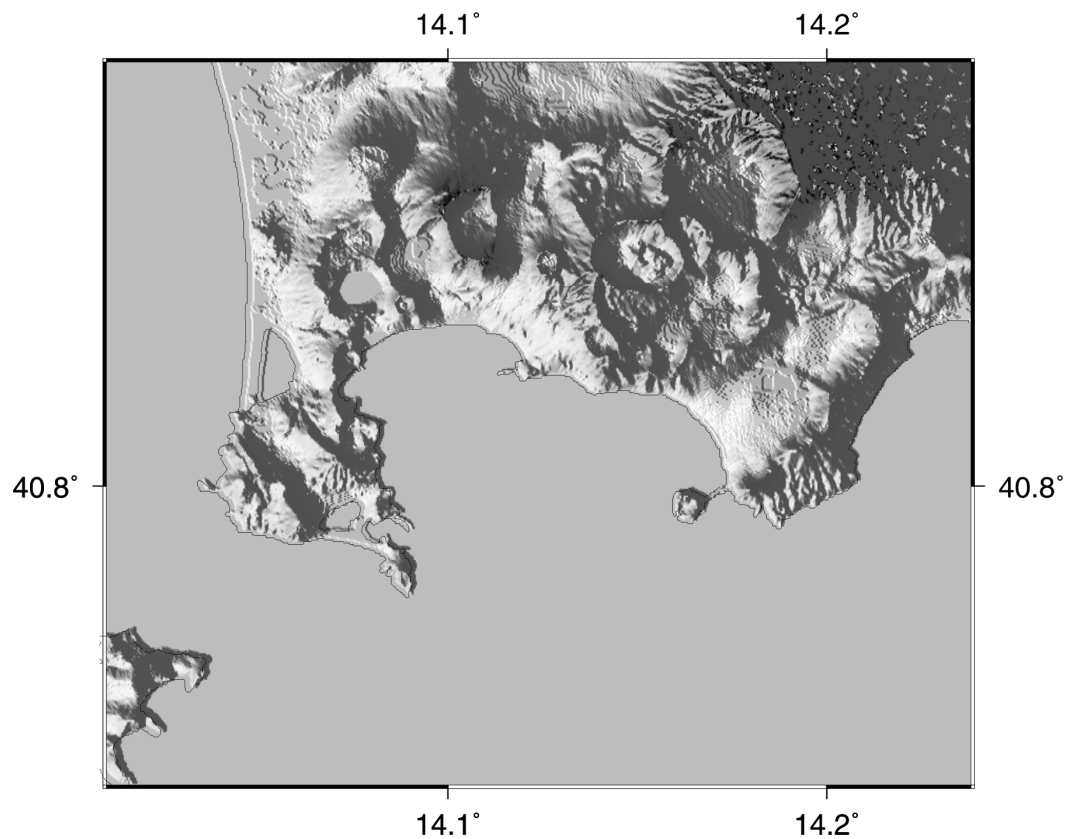


Figura 1.3: Mappa dell'area dei Campi Flegrei.

L'attività di questo vulcano attivo è caratterizzata dall'attività bradisismica che provoca deformazioni verticali a grande scala (Newhall e Dzurizin, 1988). L'attività bradisismica si concretizza con sciame sismici durante i periodi di sollevamento del suolo, mentre durante i periodi di subsidenza gli eventi sismici sono alquanto rari. Gli episodi recenti di notevole e rapido sollevamento del suolo sono avvenuti nel 1970-72 e nel 1982-84, hanno causato un

sollevamento complessivo del suolo di circa 3.5 m nella città di Pozzuoli (Orsi *et al.*, 1999) e sono stati accompagnati anche da una forte attività delle fumarole. Gli eventi bradisismici più recenti si sono avuti negli 1989, 1994, 2000 (Gaeta *et al.*, 2003) che hanno provocano sollevamenti del suolo di pochi centimetri, accompagnati da sciame sismici di piccola intensità. L'ultimo evento bradisismico risale al mese di novembre del 2004 che ha portato ad un sollevamento totale di circa 4 cm (Troise *et al.*, 2007).

Studi recenti di tomografia sismica effettuati utilizzando dati di sismica attiva (Zollo *et al.*, 2003; Judenherc e Zollo, 2004) e dati di sismica passiva (Battaglia *et al.*, 2007) oltre che uno studio combinato di tomografia e caratterizzazione fisica delle rocce (Vanorio *et al.*, 2005), hanno messo in evidenza la presenza di un bordo calderico sepolto che si estende a mare nell'area del golfo di Pozzuoli. Inoltre evidenze di formazioni contenenti gas sotto pressione e con un basso rapporto V_p/V_s sono state riconosciute in prossimità della caldera e della città di Pozzuoli (Chiarabba *et al.*, 2006; Vanorio *et al.*, 2005).

Sebbene il fenomeno bradisismico sia noto, meno nota è invece la sua sorgente. Sono state proposte essenzialmente due possibili cause. La prima sarebbe da ricercare nella circolazione dei fluidi e/o nell'aumento di pressione dei serbatoi idrotermali (Bonafede, 1991; Bonafede e Mazzanti, 1998; Gaeta *et al.*, 1998). La seconda sarebbe invece da ricercare in una intrusione magmatica profonda.

Il pericolo di nuove eruzioni e/o di deformazioni consistenti del suolo rende i Campi Flegrei un'area ad elevato Rischio Sismico e Vulcanico. Ciò rende questa regione una delle regioni più studiate al mondo oltre che un notevole laboratorio grazie al quale è possibile validare nuove metodologie per gli studi scientifici. Queste sono le ragioni che ci hanno portato a scegliere l'area dei

Campi Flegrei quale seconda area di studio nell'ambito della verifica dell'efficacia dell'approccio metodologico sviluppato durante questo lavoro di ricerca.

Nell'ottica di una ricostruzione strutturale dell'area dei Campi Flegrei sono stati analizzati i dati della crisi bradisismica del 1982-84 al fine di ottenere le caratteristiche geometriche di superfici di scattering che potessero fornire nuove informazioni sulle presenza e le caratteristiche di una struttura profonda.

1.3.1 Acquisizione dei dati

I dati di sismica passiva analizzati durante questo lavoro di ricerca sono stati acquisiti durante la crisi bradisismica che ha interessato l'area dei Campi Flegrei nel periodo 1982-84.

Gli eventi sono stati registrati da una rete sismica temporanea installata dall'Università del Wisconsin in collaborazione con l'Osservatorio Vesuviano, nel periodo compreso tra gennaio e giugno del 1984 (Capuano *et al.*, 2006). I terremoti sono stati registrati da un totale di 21 stazioni equipaggiate con geofoni a 3 componenti Geotech S-13 a 1 Hz e geofoni Hall-Sears HS-10-1; la frequenza di campionamento è stata di 100 o 200 Hz.

Dal totale dei dati acquisiti sono stati selezionati circa 300 eventi che sono stati rilocalizzati utilizzando un modello di velocità 1D derivato dal modello 3D proposto da Zollo *et al.*, (2007). Un totale di circa 6000 forme d'onda sono state utilizzate per ottenere un modello strutturale preliminare utilizzando la procedura per la localizzazione e caratterizzazione degli scatteratori ottimizzata in questo lavoro di ricerca e presentata nel capitolo 4.

2 LA TOMOGRAFIA SISMICA

Le onde sismiche rappresentano lo strumento principale, che viene utilizzato in sismologia per comprendere le proprietà, in termini di densità, rigidità e incompressibilità, dei materiali che costituiscono la Terra, dalla superficie fino al nucleo. L'analisi dei tempi di arrivo delle fasi sismiche permette di formulare ipotesi riguardo alle strutture interne della Terra in quanto le diverse caratteristiche elastiche dei materiali attraversati dalle onde sismiche si traducono in variazioni nei tempi di arrivo delle diverse fasi.

La maggior parte delle metodologie che possono essere utilizzate per recuperare queste informazioni dai sismogrammi e formulare quindi ipotesi sui modelli di struttura della Terra, sono basate sull'analisi del tempo di arrivo delle fasi sismiche. In particolare le informazioni contenute nei tempi di primo arrivo consentono di pervenire ad una corretta definizione del mezzo di propagazione in termini di velocità delle onde sismiche. In generale però esse risultano essere inadeguate per una corretta definizione delle caratteristiche strutturali in termini di discontinuità sismiche. Queste ultime possono essere invece modellate mediante l'analisi di fasi sismiche secondarie riflesse e/o diffratte ovvero dall'analisi del campo d'onda completo.

Nel presente capitolo verranno illustrate alcune delle metodologie tomografiche, nonché la loro applicazione a dati di sismica attiva, che permettono la definizione di modelli di velocità continui. Nel successivo capitolo 3 verranno illustrate le tecniche, e l'applicazione, che invece

consentono di pervenire alla definizione di discontinuità sismiche mediante lo studio di fasi riflesse secondarie e di fasi diffratte.

2.1 Metodi inversi in sismologia

I sismogrammi, sui quali è basata l'analisi sismologica, sono il risultato dell'interazione di differenti processi (sorgente e mezzo di propagazione) che concorrono alla definizione delle fasi sismiche che li compongono. Le tecniche di studio partono dal risultato finale (il sismogramma) e, attraverso un processo a ritroso, provano a definire le caratteristiche delle sorgenti dei terremoti che generano le onde sismiche e le proprietà del mezzo attraverso il quale tali onde si sono propagate. Le metodologie utilizzate per rispondere a questi obiettivi sono tutte basate sulla teoria inversa.

In generale il problema inverso consiste nella determinazione delle proprietà non direttamente misurabili (definite mediante gli elementi di un vettore \mathbf{m} , detti parametri del modello) di un sistema fisico a partire dalle osservazioni sperimentali (elementi di un vettore \mathbf{d} detto vettore dei dati). Ipotesi fondamentale è che i dati e i parametri del modello siano legati da una relazione matematica, detta modello, che nel caso più generale si scrive:

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}(\mathbf{m}). \quad (2.1)$$

La funzione \mathbf{G} definisce la relazione esistente tra dati e parametri.

La soluzione dei problemi inversi consiste nel cercare una soluzione al sistema di equazioni definite dalla (2.1) che sono generalmente non lineari e quindi di non semplice soluzione. È insperato trovare una soluzione che giustifichi completamente i dati in quanto i dati stessi sono affetti da errore e in quanto è

improbabile che la parametrizzazione scelta per definire il modello rappresenti la reale distribuzione dei parametri del modello. Quello che generalmente viene fatto è cercare la soluzione che spieghi al meglio i dati reali, nel senso che renda minime le differenze tra dati reali (osservati) e dati sintetici (calcolati sulla base del modello), attraverso la stima di una funzione costo o funzione *misfit*. Il problema inverso è quindi trasformato in un problema di ottimizzazione, ovvero di ricerca del minimo di una determinata funzione.

Nel caso di problema inverso lineare la (2.1) si scrive:

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (2.2)$$

dove \mathbf{G} è la matrice.

È possibile definire una funzione costo generale in termini di norma di ordine n del vettore $\mathbf{d} - \mathbf{G}(\mathbf{m})$:

$$E = \|\mathbf{d} - \mathbf{G}(\mathbf{m})\|_n \quad (2.3)$$

che rappresenta lo scarto tra i dati osservati (\mathbf{d}) e quelli previsti dal modello ($\mathbf{G}(\mathbf{m})$).

La funzione E necessita di essere minimizzata per risolvere il problema inverso. Uno dei metodi più comunemente utilizzati per stimare i parametri del modello prevede che la (2.3) sia scritta in termini di norma L_2 :

$$E = \|\mathbf{d} - \mathbf{G}(\mathbf{m})\|_2 = \sum_{i=1}^N \left[\left(d_i - \sum_{j=1}^M G_{ij} m_j \right) \left(d_i - \sum_{k=1}^M G_{ik} m_k \right) \right]. \quad (2.4)$$

La soluzione che si trova in tal caso è detta soluzione ai minimi quadrati. Si dimostra che il modello \mathbf{m} si scrive come:

$$\mathbf{m} = [\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (2.5)$$

per il quale $[G^T G]^{-1} G^T$ è la matrice inversa generalizzata di G (Menke, 1989).

L'utilizzo dell'equazione (2.5) permette di stimare la migliore soluzione per \mathbf{m} che minimizza l'errore di predizione (2.4).

La maggior parte dei problemi inversi che si incontra è non lineare. La soluzione può tuttavia essere ricercata utilizzando delle tecniche di linearizzazione.

Nel caso di strategia linearizzata il problema inverso non lineare viene ricondotto ad un problema lineare, sviluppando in serie di Taylor al primo ordine il modello nell'intorno di una soluzione di prova \mathbf{m}_0 (*starting model*). Il problema così ottenuto può quindi essere risolto, ad esempio, mediante la (2.5) e la soluzione trovata va a costituire il nuovo *starting model* in una procedura iterativa. La procedura si arresta di norma quando il *misfit* ottenuto è dello stesso ordine di grandezza dell'errore sui dati. Questo tipo di strategia è valida soltanto se il problema inverso è debolmente non lineare e dipende fortemente dal modello iniziale adottato (Kissling, 1988).

Nel caso in cui il problema inverso sia fortemente non lineare, si preferisce utilizzare tecniche di ottimizzazione globale che permettono un'esplorazione esaustiva dello spazio dei parametri (ad esempio l'Algoritmo Genetico), (Goldberg, 1989; Whitley, 1994). Questo perché nei problemi non lineari la funzione costo è in genere multimodale e l'utilizzo di tecniche di ricerca locale (ad esempio il Simplex) potrebbero condurre ad una convergenza verso un minimo relativo della funzione *misfit* in dipendenza del modello iniziale. Ovviamente se da un lato le tecniche di ottimizzazione globale non richiedono la definizione di una soluzione iniziale, dall'altro necessitano di tempi di calcolo più lunghi rispetto ad un'esplorazione locale.

2.2 La tomografia sismica: approccio locale, metodo linearizzato

La Tomografia Sismica è la tecnica che permette la definizione di modelli di velocità continui della Terra a partire dall'inversione dei tempi di primo arrivo misurati sui sismogrammi.

Essa si basa sulla proporzionalità esistente tra lo spazio attraversato dall'onda sismica durante la sua propagazione e il tempo impiegato a percorrerlo. La presenza di anomalie di velocità nel volume investigato determina variazioni nel tempo di arrivo dell'onda sismica che l'ha attraversata, ovvero l'analisi delle perturbazioni dei tempi di arrivo fornisce informazioni sulle caratteristiche in velocità dell'anomalia. Matematicamente questo si traduce nell'espressione:

$$T = \int_s \frac{ds}{v(s)} = \int_s u(s) ds \quad (2.6)$$

nella quale T è il tempo di arrivo della fase, $u(s)$ è la lentezza, corrispondente all'inverso della velocità $\left[\frac{1}{v(s)} \right]$ lungo la traiettoria del raggio s .

L'espressione (2.6) definisce il tempo di arrivo di una fase sismica lungo tutto il percorso dalla sorgente al punto di registrazione ed è funzione della distribuzione di velocità (lentezza) lungo tutta la traiettoria. Per la nomenclatura adottata nella teoria inversa la (2.6) costituisce il modello, i tempi T i dati e le velocità i parametri del modello.

Il tempo di arrivo residuo è definito come la differenza tra il tempo di arrivo osservato e quello stimato per una stessa fase sismica a partire da un modello di riferimento, assumendo nota la posizione della sorgente. La differenza è

dovuta a perturbazioni in velocità (lentezza), lungo la traiettoria del raggio, del modello reale rispetto a quello di riferimento.

Le variazioni in velocità lungo il raggio che perturbano la traiettoria del raggio stesso possono essere risolte costruendo iterativamente dei modelli di velocità che tengano conto del valore dei residui stimati e che forniscano, quindi, valori dei residui minori.

Tutte le metodologie Tomografiche prevedono la suddivisione dello spazio investigato in regioni (blocchi o celle) in cui la velocità è omogenea. Ciò significa che il modello di velocità è discretizzato utilizzando una griglia per la quale i valori di velocità (lentezza) vengono stimati in ciascun nodo o in ciascuna cella della griglia. Mediante tecniche di interpolazione è possibile successivamente ottenere un modello di velocità continuo.

L'idea principale alla base dei metodi tomografici è che l'integrale lungo la traiettoria delle perturbazioni in lentezza del modello di riferimento debba uguagliare i residui dei tempi di arrivo:

$$\int_s \Delta u(s) ds = \Delta T = T^{\text{oss}} - T^{\text{calc}} \quad (2.7)$$

Nell'espressione (2.7) $\Delta u(s)$ è la perturbazione in lentezza che deve essere determinata. Discretizzando il mezzo di propagazione, l'equazione (2.7) può essere scritta nella forma:

$$\Delta T = \sum_j l_j \Delta u_j \quad (2.8)$$

dove l_j è la lunghezza del raggio che attraversa la j-esima cella e Δu_j è la perturbazione in lentezza per la tale cella.

L'analisi dei residui se effettuata ad un'unica stazione di registrazione, non permette di localizzare l'eventuale anomalia di velocità in quanto essa potrebbe

essere posizionata in un qualsiasi punto lungo il raggio tra la sorgente ed il ricevitore. Se però, si dispone di più coppie sorgente-ricevitore distinte, ad esempio N , sarà possibile a partire dall'equazione (2.8) definire un sistema di N equazioni tali che:

$$\Delta T_i = \sum_j l_{ij} \Delta u_j \quad i = 1, \dots, N. \quad (2.9)$$

Le informazioni portate dalle onde sismiche che attraversano le celle seguendo differenti traiettorie forniscono un contributo coerente nel sistema di equazioni che permettono di rivelare variazioni di velocità bi- e tri-dimensionali per il mezzo attraversato.

L'equazione (2.9) è espressa nella forma di un sistema di equazioni lineari per la quale la soluzione generalizzata in termini di minimi quadrati è data da:

$$\mathbf{m} = [\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d}. \quad (2.10)$$

L'equazione (2.10) è identica alla (2.5) e nel caso tomografico i dati \mathbf{d} sono rappresentati dai residui dei tempi di arrivo ΔT , gli elementi della matrice \mathbf{G} sono le quantità l_{ij} e gli elementi del vettore dei parametri \mathbf{m} sono le variazioni della lentezza Δu_j .

2.2.1 Il metodo di Benz

Il metodo tomografico linearizzato utilizzato in questo lavoro è quello proposto da Benz *et al.* (1996) che permette la definizione di modelli di velocità tridimensionali nonché la localizzazione di terremoti anche in aree geologicamente complesse quali le aree vulcaniche e di *thrust belt*. La

metodologia è basata sull'inversione dei tempi di primo arrivo delle fasi sismiche ed utilizza la soluzione alle differenze finite dell'equazione iconale proposta da Podvin & Lecomte (1991) per il calcolo dei tempi di arrivo teorici (risoluzione del problema diretto).

Il metodo è basato sulla stima del modello di velocità (in termini di lentezza) mediante la minimizzazione del residuo, definito come differenza tra i tempi di arrivo osservati e calcolati per un modello di riferimento ad una serie di stazioni di registrazione.

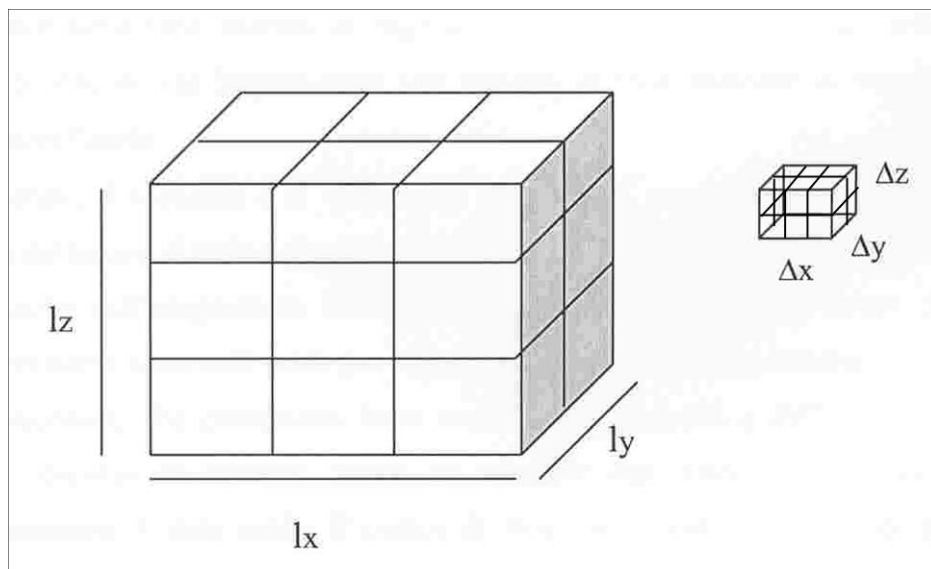


Figura 2.1: Modello tri-dimensionale di velocità discretizzato. l_x , l_y , l_z sono le dimensioni modello. Δx , Δy , Δz sono le dimensioni della cella nella parametrizzazione del modello. A destra una cella di parametrizzazione è ulteriormente suddivisa in celle più piccole che vengono utilizzate per il calcolo dei tempi di arrivo teorici.

Il modello di velocità è discretizzato utilizzando una griglia di celle nelle quali il valore del parametro lentezza è costante. Il problema diretto è risolto

utilizzando una griglia di calcolo le cui celle possono avere una dimensione differente rispetto a quella utilizzata per definire le celle nella parametrizzazione del modello. Generalmente, al fine di permettere calcoli più accurati dei tempi di arrivo teorici, la grandezza delle celle di calcolo è inferiore a quella delle celle utilizzate per risolvere il problema inverso (figura 2.1). Ad ogni iterazione effettuata per risolvere il problema inverso i valori dei parametri (lentezze) che definiscono il modello di velocità ritrovato sono interpolati linearmente al fine di assegnare ad ogni cella della griglia di calcolo un valore di lentezza prima di procedere al calcolo dei tempi teorici.

Il calcolo dei tempi di primo arrivo teorici è effettuato utilizzando la soluzione alle differenze finite dell'equazione iconale proposta da Podvin & Lecomte (1991), che consente di calcolare in maniera efficiente e veloce i tempi di arrivo sia per le onde trasmesse, che per le diffratte e le rifratte anche in strutture che presentano grandi variazioni di velocità.

Il metodo tomografico di Benz *et al.* (1996) è stato studiato per stimare sia la struttura di velocità che la localizzazione di eventi sismici. Per questo motivo, nell'espressione generale per il calcolo del residuo, compare sia un termine “di velocità” che uno “di localizzazione”.

A partire dall'espressione generale per il calcolo del tempo di arrivo ad un ricevitore di un'onda sismica generata da un terremoto è possibile pervenire a quella per il calcolo del residuo. Si definisce la funzione tempo di arrivo come:

$$t = \tau + \int_{l[u(r)]} u(r) dl \quad (2.11)$$

dove τ è il tempo origine del terremoto, $u(r)$ è la lentezza, dl è il differenziale della lunghezza del raggio e infine $l[u(r)]$ è la traiettoria del

raggio, che è funzione della posizione dell'ipocentro del terremoto e del modello di velocità. La relazione (2.11) evidenzia che il modello è non lineare. La stima del residuo può essere effettuata utilizzando l'espressione:

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta \tau_i + \int_{\text{raypath}} \delta u(r) dl \quad (2.12)$$

per la quale r_{ij} è il residuo alla j -esima stazione per l' i -esimo terremoto, ∂T_{ij} è il tempo di arrivo dall' i -esima sorgente all' j -esima stazione, Δx_k e $\Delta \tau_i$ sono le perturbazioni spazio-temporali alla localizzazione iniziale, e $\delta u(r)$ è la perturbazione in lentezza rispetto al modello di velocità di riferimento. Questa espressione è la linearizzazione della funzione (2.11) nell'intorno di un modello di velocità e di una localizzazione iniziali e il residuo è la differenza tra i tempi di arrivo osservati e calcolati sulla base del modello (localizzazione e velocità) di riferimento (*starting model*).

Se si parametrizza il modello di riferimento utilizzando una griglia di celle, per ciascuna delle quali il valore della lentezza è assunto costante, è possibile scrivere un insieme di equazioni per tutti i residui relativi ad uno stesso evento sismico alle diverse stazioni nella forma:

$$\gamma_i = A_i \Delta h_i + B_i \Delta u \quad (2.13)$$

dove γ_i è il vettore dei residui, A_i è la matrice delle derivate spaziali degli ipocentri, Δh_i è il vettore delle perturbazioni per gli ipocentri, B_i è la matrice che contiene gli incrementi delle lunghezze dl per le celle campionate da una coppia sorgente-ricevitore e infine Δu è il vettore delle perturbazioni della lentezza rispetto al modello di riferimento.

È possibile separare, nell'espressione (2.13), le quantità relative alla sorgente da quelle che definiscono il modello di velocità (Pavlis and Booker, (1980); Spencer and Gubbins (1980)) e pervenire così all'equazione:

$$\gamma' = B' \Delta u \quad (2.14)$$

nella quale i residui sono legati alle perturbazioni in lentezza rispetto al modello di riferimento.

Notiamo che il problema inverso (2.14) è adesso lineare ma la soluzione dell'equazione (2.14) è ottenuta utilizzando un algoritmo tipo LSQR. Tale soluzione consta in stima delle perturbazioni ai valori di lentezza del modello di riferimento.

È possibile inserire nella (2.14) delle equazioni che rendono minimi gli artifici nell'andamento di velocità che possono essere causati dal tipo di parametrizzazione scelta per discretizzare il modello e/o dall'instabilità della soluzione trovata (Berryman, 1990; Lees and Crosson, 1989). In particolare è possibile ad esempio inserire nella (2.14) delle equazioni che tengano conto delle differenze in velocità del modello ovvero equazioni che permettano quindi di ottenere variazioni *smooth* della lentezza tra celle adiacenti. L'utilizzo di queste equazioni aggiuntive porta a riscrivere l'equazione (2.14) nella forma:

$$\begin{bmatrix} B' \\ kL \end{bmatrix} \Delta u = \begin{bmatrix} \gamma' \\ 0 \end{bmatrix} \quad (2.15)$$

nella quale L è proprio l'insieme delle equazioni di controllo e k è quello che viene definito parametro di *smoothing* e che definisce il compromesso tra la minimizzazione della funzione costo (*misfit* dei dati) e la complessità (eterogeneità) del modello di velocità.

2.3 La tomografia sismica: approccio globale, metodo non lineare

Il metodo tomografico non lineare utilizzato in questo lavoro di tesi è quello proposto da Zollo *et al.*, (2002). Esso utilizza, come descritto in dettaglio più avanti, un approccio multi-scala (Lutter *et al.*, 1990) e uno schema di ottimizzazione non lineare. Questo metodo tomografico permette di definire modelli di velocità bi-dimensionale mediante l'inversione dei tempi di primo arrivo delle fasi sismiche anche in aree caratterizzate da una struttura geologica complessa, quali ad esempio l'Appennino Meridionale, senza linearizzare l'equazione (2.6).

Il metodo tomografico proposto da Zollo *et al.*, (2002) è basato sulla ricerca della soluzione, nello spazio dei parametri¹, alla quale compete il massimo di probabilità.

Il mezzo di propagazione è parametrizzato mediante una griglia regolare di nodi. La velocità di propagazione delle onde sismiche in ciascun nodo rappresenta un parametro del modello. In altre parole, per ciascun nodo della griglia vengono stimati i valori di velocità del mezzo di propagazione (Jin & Madariaga, 1993). A partire dai valori assunti nei nodi, la velocità in ogni punto del mezzo di propagazione è calcolata utilizzando una funzione interpolante *cubic-spline* in 2 dimensioni (Virieux, 1991). La soluzione del problema diretto è ottenuta utilizzando un metodo di *two-point ray-tracing* basato sulla tecnica dello *shooting* (Zollo *et al.*, 2002).

¹ In questo caso i parametri sono rappresentati dai valori di velocità delle onde P ai nodi della griglia bi-dimensionale.

La funzione costo sulla quale è basata la ricerca della soluzione al problema inverso non lineare utilizza un approccio di tipo Bayesiano per il calcolo della funzione densità di probabilità condizionata (pdf) assumendo che per ogni punto l'errore atteso abbia una distribuzione di tipo Gaussiano con media zero. Così come proposto da Zollo *et al.* (2002), la funzione densità di probabilità condizionata (pdf) calcolata *a posteriori* per i tempi di primo arrivo letti ($\mathbf{d} \equiv [d_1, \dots, d_N]$) è definita come:

$$p(\mathbf{d}|\mathbf{m}) = \text{cost} e^{\left[\frac{-E(\mathbf{d},\mathbf{m})}{2\sigma_0^2} \right]} \quad (2.16)$$

dove \mathbf{m} è il vettore dei parametri del modello. Il termine E nell'equazione (2.16) è la funzione costo del problema definita come:

$$E = \sum_{i=1}^{N_s} \sum_{j=1}^{N_i} w_{ij} (t_{ij}^{\text{obs}} - t_{ij}^{\text{calc}})^2 \quad (2.17)$$

dove N_s indica il numero delle sorgenti, N_i è il numero dei tempi di primo arrivo letti per l' i -ma sorgente, t^{obs} e t^{calc} sono i tempi di primo arrivo letti e calcolati per il modello di velocità ritrovato e w è un fattore di peso attribuito ai dati in funzione della qualità delle letture. In particolare esso è calcolato come l'inverso dell'incertezza sui tempi di arrivo letti.

Nella maggior parte dei problemi geofisici, alcune informazioni *a priori* riguardo i parametri del modello possono essere dedotte da differenti analisi e possono essere naturalmente considerate quando un approccio di tipo

Bayesiano è utilizzato per la ricerca della soluzione del problema della stima dei parametri. Uno dei principali vantaggi, infatti, derivanti dall'utilizzo dell'approccio Bayesiano è rappresentato dalla possibilità di introdurre informazioni note *a priori* riguardanti lo spazio dei parametri e di calcolare, quindi, la funzione probabilità *a posteriori* $p(\mathbf{m}|\mathbf{d}_0)$ per \mathbf{m} , a partire da un vettore dei dati osservati \mathbf{d}_0 , tale che:

$$p(\mathbf{m}|\mathbf{d}_0) = \text{cost } p(\mathbf{d}_0|\mathbf{m})\rho_1(\mathbf{m}). \quad (2.18)$$

La costante nell'equazione (2.18) è il fattore di normalizzazione della funzione densità di probabilità; $\rho_1(\mathbf{m})$ rappresenta, invece, lo stato delle conoscenze riguardo lo spazio dei modelli prima di utilizzare le informazioni fornite dai dati osservati \mathbf{d}_0 ; essa, nel nostro caso, rappresenta una pdf *a priori*. La funzione $\rho_1(\mathbf{m})$ sarà del tipo:

$$\rho_1(\mathbf{m}) = \begin{cases} 1 & \text{per } \mathbf{m} \in [\mathbf{m}_{\text{prev}} - \Delta\mathbf{m}; \mathbf{m}_{\text{prev}} + \Delta\mathbf{m}] \\ 0 & \text{altrove} \end{cases} \quad (2.19)$$

La definizione della probabilità $\rho_1(\mathbf{m})$ deriva dalla strategia tomografica adottata che consiste nell'aumentare la densità dei nodi della griglia di parametrizzazione durante il processo di ottimizzazione. Questa strategia, conosciuta come approccio multi-scala (Bunks *et al.*, 1995; Jin & Beydoun, 2000), è equivalente, in principio, a muoversi dalle alte alle basse lunghezze d'onda per la descrizione del modello di velocità ed è stata ampiamente

utilizzata in tomografia sismica (Lutter *et al.*, 1990). La soluzione trovata alla scala delle grandi lunghezze d'onda è utilizzata come modello iniziale al diminuire della lunghezza d'onda investigata (Bunks *et al.*, 1995).

Gli elementi del vettore \mathbf{m}_{prev} nella (2.19) sono dunque i valori di velocità calcolati interpolando quelli ottenuti per il modello di velocità finale stimato nella serie di iterazioni precedente, utilizzando una griglia di parametrizzazione meno fitta e la variazione Δm rappresenta un intervallo di velocità arbitrariamente assegnato.

La ricerca del vettore dei parametri del modello che massimizzano la funzione pdf (equazione 2.18) è effettuata utilizzando l'Algoritmo Genetico (Goldberg, 1989; Whitley, 1994).

In confronto ad altri metodi di ottimizzazione non lineare (Monte Carlo, Simulated Annealing), l'Algoritmo Genetico ha dimostrato di essere molto efficiente e veloce per un'ampia esplorazione dello spazio multi-parametrico dei modelli e quindi per individuare la regione dello spazio dei modelli contenente il massimo assoluto (Boschetti *et al.*, 1996; Sambridge & Drijkoningen, 1992).

La strategia di ottimizzazione prevede il calcolo di una serie di ottimizzazioni per le quali la densità dei nodi della griglia di parametrizzazione, che definisce il modello di velocità, è progressivamente aumentata. Le prime serie di ottimizzazioni eseguite utilizzando un basso numero di parametri per la definizione del modello di velocità sono effettuate senza introdurre informazioni riguardo ai valori di velocità del mezzo di propagazione, ciò significa che nessuna informazione *a priori* è introdotta e la ricerca dei parametri è effettuata su una vasta gamma di possibili valori di velocità e

quindi un'esplorazione dello spazio dei modelli è indipendente da qualsiasi stima iniziale riguardo ai valori di velocità del mezzo di propagazione (Bijward *et al.*, 1998). Nelle fasi successive del processo di inversione, cioè quando il mezzo è descritto da un maggior numero di nodi della griglia di parametrizzazione, la ricerca è effettuata utilizzando intervalli di velocità più ristretti nell'intorno dei valori interpolati delle velocità stimate per il modello ritrovato nella serie precedente. I limiti così definiti riguardo ai valori di velocità sono introdotti nel processo di ottimizzazione attraverso la probabilità *a priori* $p_1(m)$ (equazioni (2.18) e (2.19)).

La ricerca non lineare del modello di velocità tomografico è inclusa, in questo lavoro, in una strategia globale.

2.4 Applicazione a dati di sismica attiva: Val d'Agri

Le tecniche di tomografia sismica descritte precedentemente sono state utilizzate per pervenire ad una descrizione dell'area investigata (Val d'Agri) in termini di velocità continue delle onde sismiche mediante la definizione di un modello tomografico che è stato successivamente utilizzato come modello di *background* per l'inversione dei tempi e dei dati delle forme d'onda riflesse.

I dati acquisiti durante una campagna di sismica di esplorazione in Appennino Meridionale (Val d'Agri), effettuata dall'Enterprise Oil Italiana e dall'E.N.I., sono stati analizzati al fine di individuare i primi arrivi e le fasi riflesse secondarie. I tempi di primo arrivo sono stati utilizzati per ottenere un modello

di velocità che servisse da modello di *background* per l'inversione dei dati relativi alle forme d'onda riflesse. Alla fine abbiamo ottenuto una descrizione, in termini di geometria e profondità, delle principali discontinuità sismiche presenti nell'area della Val d'Agri.

2.4.1 Organizzazione del *dataset* tomografico

I tempi di primo arrivo delle fasi sismiche sono stati individuati su sezioni sismiche organizzate a scoppio comune (CSP). Questo tipo di sezioni sismiche sono costruite utilizzando i sismogrammi generati da un'unica sorgente sismica e acquisiti da tutte le stazioni di registrazione disposte lungo il profilo di acquisizione (Yilmaz, 1987).

Le letture dei primi arrivi P sono state effettuate su 24 sezioni sismiche CSP selezionate in base alla posizione lungo il profilo ed in base al rapporto segnale/rumore.

La figura 2.2 mostra che le sezioni sismiche sono state selezionate in maniera tale da assicurare una distribuzione omogenea dei dati, ovvero in modo tale che i primi arrivi potessero essere sia fasi dirette (*turning waves*) che rifratte (*head waves*) provenienti da differenti zone del mezzo di propagazione. La selezione è stata inoltre effettuata analizzando il rapporto segnale/rumore delle registrazioni sismiche. Ai fini del riconoscimento dei primi arrivi sono state analizzate soltanto le sezioni CSP con un alto rapporto segnale/rumore. La figura 2.3 mostra un esempio di sezione sismica a scoppio comune

rappresentativa tra tutti i CSP selezionati, localizzata nella parte NE del profilo di acquisizione.

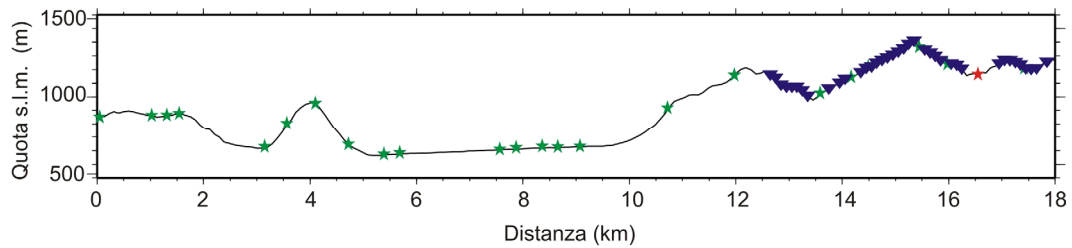


Figura 2.2: Profilo sismico di acquisizione. Le stelle in verde indicano la posizione dei 24 CSP selezionati, la stella in rosso indica la posizione del CSP mostrato in Figura 2.3. I triangoli in blu indicano la posizione dei CMP per i quali è stata individuata la fase riflessa, mostrati in Figura 3.5.

Il lavoro svolto per il riconoscimento dei tempi di primo arrivo ha comportato come primo studio l'analisi del contenuto in frequenze dei segnali sismici utilizzando la trasformata di Fourier.

I sismogrammi sono la rappresentazione dell'ampiezza del moto del suolo in funzione del tempo e, secondo la teoria di Fourier, essi possono essere descritti come la somma di differenti sinusoidi, ciascuna caratterizzata da una propria frequenza, ampiezza e fase. Studiare il contenuto in frequenza di un segnale sismico, significa, quindi, individuare l'intervallo di frequenze che lo descrivono. Ciò permette di determinare i limiti in frequenza da utilizzare nella definizione dei filtri che possono essere applicati ai segnali sismici per aumentarne innanzitutto il rapporto segnale/rumore e quindi migliorare l'identificazione delle fasi sismiche di interesse.

I segnali sismici subiscono una perdita in ampiezza causata dalla divergenza sferica (*spreading* geometrico) e dall'attenuazione anelastica. La fase successiva

di analisi delle sezioni sismiche CSP ha previsto l'utilizzo di una correzione che permettesse di limitare la perdita in ampiezza che le fasi sismiche subiscono a causa della divergenza sferica. La funzione comunemente utilizzata in sismica di esplorazione per effettuare tale correzione è del tipo:

$$g(t) = [v(t)/v(0)]^2 [t/t(0)] \quad (2.20)$$

detta funzione *gain*, dove $v(0)$ è il valore della velocità al tempo $t(0)$ e $v(t)$ è il valore della velocità al tempo t per ciascuna finestra temporale considerata (Yilmaz, 1987). La figura 2.3a mostra la sezione sismica bruta, ovvero senza alcun tipo di correzione, mentre la figura 4.3b mostra la stessa sezione ottenuta dopo aver applicato un filtro passa-banda *zero-phase shift* Butterworth, tra 4 e 35 Hz, una correzione mediante funzione *gain* del tipo *Automatic Gain Control* (AGC), con finestra temporale di 0.5 s, una normalizzazione per l'ampiezza massima dell'intera sezione sismica. Il confronto fra le due sezioni mostra chiaramente il miglioramento del rapporto segnale/rumore sull'intera sezione e il recupero delle fasi secondarie che sulla sezione bruta non erano assolutamente evidenti. Si può vedere, inoltre (Figura 2.3b), come, oltre ai primi arrivi a piccoli offset, siano evidenti, anche se con ampiezza minore, anche quelli più distanti. Appaiono chiare in questa sezione anche alcune fasi secondarie (riflesse e/o diffratte) che possono dare in prima analisi informazioni

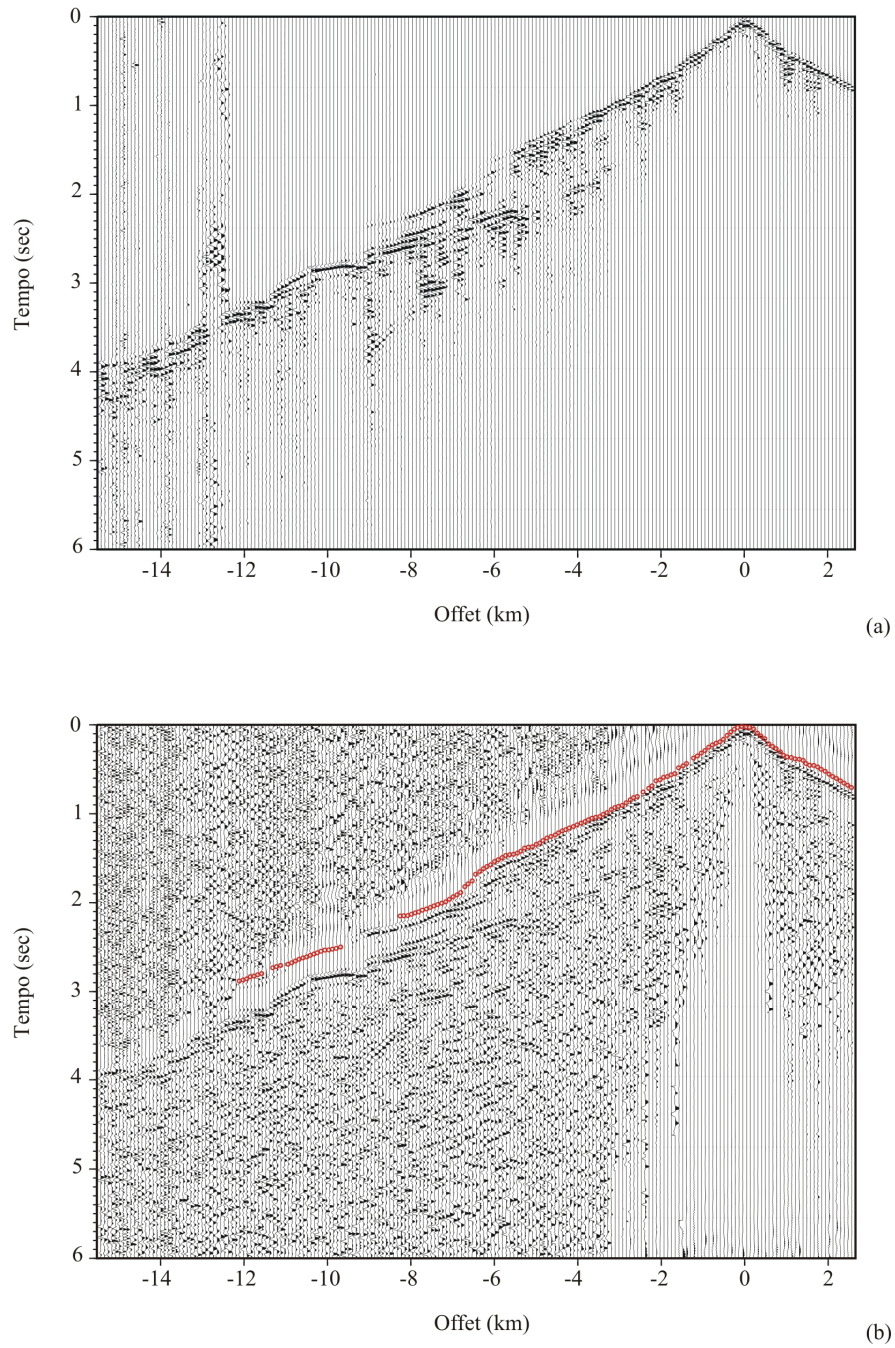


Figura 2.3: Sezioni sismiche (CSP) per uno scoppio posizionato nella parte Nord-Est del profilo di acquisizione (indicato in rosso nella Figura 2.2). (a) Sezione realizzata utilizzando un filtro passa banda tra 4 e 35 Hz; (b) Sezione ottenuta utilizzando un filtro passa banda tra 4 e 35 Hz ed un agc di 0.5 sec. In rosso sono mostrati i tempi di arrivo letti.

sulla complessità del modello di velocità. La presenza, infatti, di queste fasi è indicativa della presenza di discontinuità sismiche nel modello di velocità. La figura 2.3b mostra anche (in rosso), i tempi di primo arrivo letti. È semplice notare come questi siano stati letti fino ad una distanza di circa 12 km dopodichè non è stato più possibile distinguerli dal rumore. Alle letture effettuate è stato aggiunto un errore (peso), in funzione della distanza, per tenere in considerazione l'incertezza nell'individuazione derivante dalla perdita in ampiezza che le fasi subiscono al crescere della distanza dalla sorgente, e dare, quindi, nell'inversione tomografica, un peso inferiore alle letture più incerte.

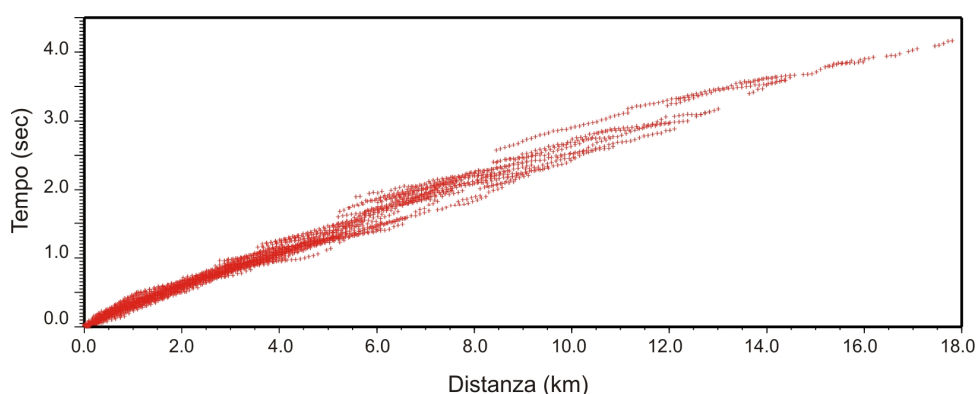


Figura 2.4: Dromocrone relative ai tempi di primo arrivo letti sulle sezioni CSP selezionate.

Le dromocrone, che rappresentano il tempo di arrivo delle fasi sismiche in funzione della distanza, sono rappresentate in figura 2.4. Gli *shift* evidenti in questa figura forniscono anch'essi informazioni sulla complessità del modello di velocità dell'area in quanto sono indicativi di variazioni di velocità nel mezzo attraverso il quale le fasi sismiche si sono propagate.

I tempi di primo arrivo individuati sulle 24 sezioni sismiche analizzate hanno rappresentato il *dataset*, costituito da un totale di circa 3000 letture, utilizzato per effettuare l'inversione tomografica che ha permesso di definire il modello di velocità successivamente utilizzato come modello di *background* per l'inversione delle fasi riflesse.

2.4.2 Tomografia linearizzata dei tempi di primo arrivo

Il metodo di inversione linearizzata proposto da Benz *et al.* (1996) e descritto nel paragrafo 2.2.1, è stato utilizzato per effettuare un'inversione tomografica dei circa 3000 tempi di primo arrivo letti sulle 24 sezioni sismiche CSP selezionate, al fine di definire un modello di velocità per le onde P relativo all'area della Val d'Agri. Come tutti i metodi tomografici linearizzati anche questo necessita di un modello di velocità *a priori*, che generalmente è costruito sulla base delle informazioni che si hanno dell'area investigata. Il metodo *standard* per dedurre l'andamento di velocità dei mezzi di propagazione è quello di rappresentare i tempi di primo arrivo delle fasi sismiche in funzione della distanza costruendo un grafico delle dromocrone e quindi descrivere il modello di velocità con un modello a strati. Le equazioni delle dromocrone delle fasi sismiche dirette, rifratte e riflesse permettono, infatti, di calcolare le velocità medie degli strati che sono stati attraversati, nonché gli spessori degli stessi (Lay Wallace, 1995). Nel presente lavoro è stato quindi costruito un modello di velocità 1D analizzando l'andamento delle dromocrone dei tempi di primo arrivo letti (figura 2.4). Il modello di velocità così ottenuto è riportato in tabella 2.1 ed è stato utilizzato come modello *a priori* nell'inversione tomografica linearizzata.

Profondità (km)	Velocità delle onde P (km/s)
-2.0	3.50
1.0	4.80
3.0	6.5

Tabella 2.1: Modello di velocità *a priori* utilizzato per l'inversione tomografica linearizzata.

Il modello tomografico finale è rappresentato in figura 2.5. Questo modello è stato ottenuto utilizzando dimensioni delle celle dell'ordine di 800X2000X800 m³. In particolare lungo la direzione ortogonale a quella del profilo di acquisizione (direzione y), la grandezza delle celle è stata scelta in maniera tale che tutti i raggi fossero contenuti in un'unica cella. Questa scelta è stata dettata dal metodo di inversione utilizzato che è, per sua natura, un metodo di inversione tridimensionale utilizzato però, in questo caso, per ottenere un modello di velocità bidimensionale.

Il modello presentato in figura 2.5 è stato ottenuto scegliendo come soglia di errore un residuo massimo pari a 0.1 s, mentre il valore del parametro di *smoother*, che permette di scegliere la lunghezza d'onda analizzata del segnale è stato scelto pari a 5. Il valore di RMS finale ritrovato è di 0.038 s per un modello ottenuto utilizzando circa 3000 dati e 750 parametri (25x3x10).

Le aree in grigio presenti in figura 2.5 sono aree nelle quali nessun raggio ha attraversato il modello di propagazione. Nell'insieme si nota un andamento alquanto eterogeneo della velocità di propagazione delle onde sismiche sia in profondità che lungo la direzione orizzontale. In particolare si notano due zone per le quali l'isolinea di velocità a 5.0 km/s risale da circa 2-2.5 km di

profondità a 0 km. A contribuire alla eterogeneità laterale presente concorrono anche due zone di bassa velocità, dove l'isolinea a 3.5 km/s si approfondisce fino a circa 1.5 km di profondità, localizzate tra 3 e 5 km e tra 9 e 11 km lungo il profilo.

Per studiare la risoluzione del modello di velocità ritrovato è stato effettuato un test di risoluzione del tipo *checkerboard test*. Questo tipo di *test* prevede l'utilizzo di una griglia di perturbazioni le cui celle possono avere la stessa grandezza di quelle utilizzate per definire il modello tomografico, oppure più grandi. Questa griglia è ottenuta assegnando ad ogni cella alternativamente un valore positivo ed uno negativo per celle contigue. La griglia di perturbazione è poi sommata al modello di velocità ritrovato e si ottiene, in questo modo, il modello di velocità perturbato; per il quale si calcolano i tempi di primo arrivo. Il *dataset* così ottenuto, è utilizzato per un nuovo ciclo di inversioni. I valori del modello così ritrovato vengono sottratti al modello iniziale e il risultato dovrà rappresentare sostanzialmente la griglia di perturbazione utilizzata. Il *test* fornisce informazioni dirette sulla risoluzione del modello di velocità in quanto le zone meglio risolte saranno quelle in cui sia la forma che l'ampiezza delle anomalie ritrovate riproducono quelle della griglia di perturbazione. Il valore di perturbazione deve essere scelto in modo tale che la traiettoria dei raggi non subisca sostanziali variazioni rispetto al modello di velocità di partenza. In figura 2.6 è riportato il risultato ottenuto effettuando il *checkerboard test* con una variazione di velocità di 100 m/s e celle di perturbazione grandi il doppio di quelle utilizzate per l'inversione. Le aree meglio risolte sono delineate da una linea gialla. Dall'analisi della figura si vede chiaramente che il modello di velocità è ben risolto soltanto nella parte più superficiale, al limite con la

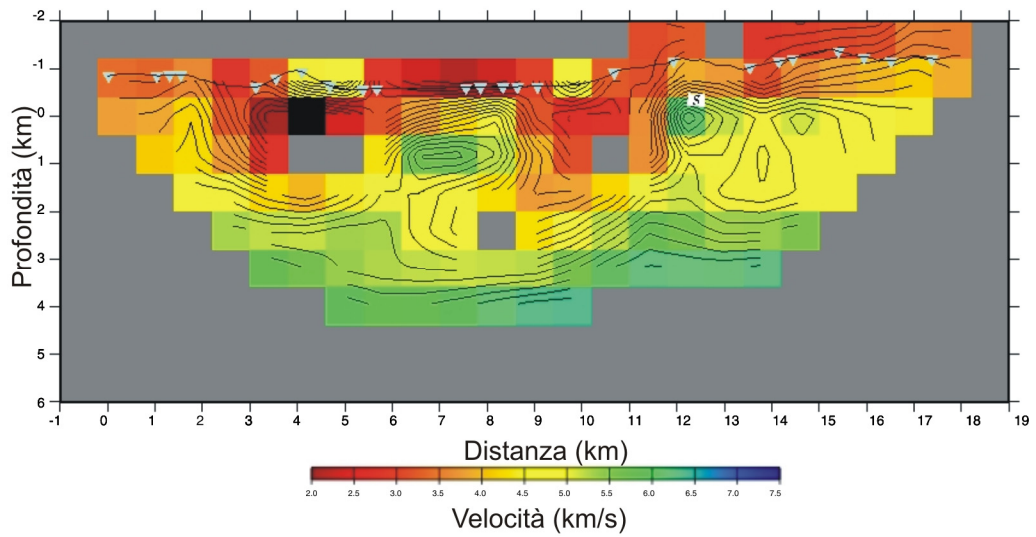


Figura 2.5: Modello di velocità per le onde P ottenuto mediante inversione tomografica linearizzata dei tempi di primo arrivo.

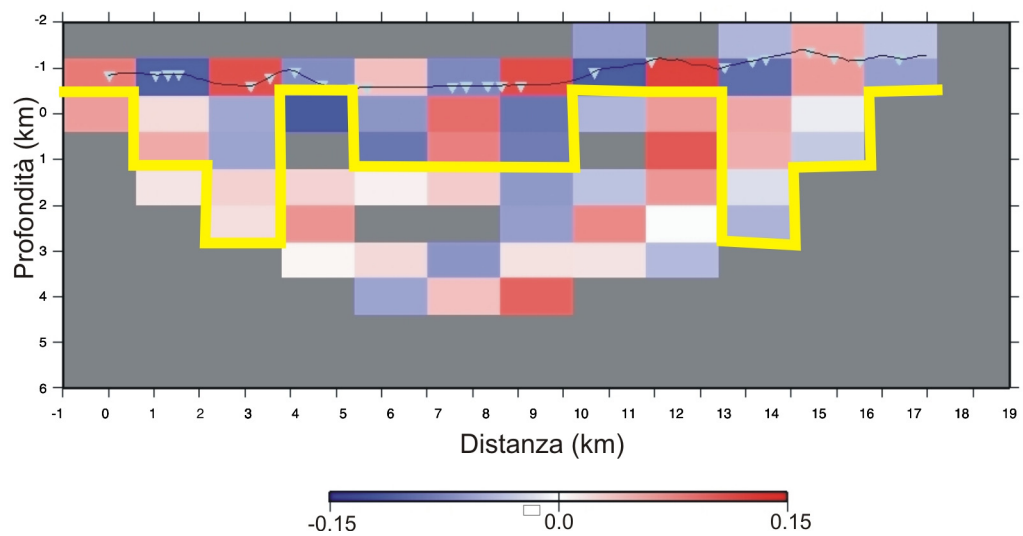


Figura 2.6: Risultati del *checkerboard test* effettuato sul modello di velocità ottenuto con l'inversione linearizzata. La linea gialla delimita le zone meglio risolte del modello.

topografia. In altre aree si nota che la linea gialla è leggermente più profonda, il che farebbe ipotizzare una migliore risoluzione. In queste aree, però, è ritrovata la forma delle perturbazioni aggiunte ma non l'ampiezza e quindi, in conclusione, anche queste aree non sono ben risolte.

In definitiva si può affermare che i risultati dell'inversione tomografica linearizzata hanno messo in evidenza i limiti di questo tipo di inversioni. Ciò ha orientato il lavoro di ricerca all'utilizzo di metodi tomografici non lineari che non richiedessero informazioni riguardanti il modello di velocità *a priori*.

2.4.3 Tomografia non lineare dei tempi di primo arrivo

Il metodo di inversione tomografica non lineare descritto nel paragrafo 2.3 è stato utilizzato per invertire i tempi di primo arrivo letti sulle sezioni sismiche CSP allo scopo di ritrovare un modello di velocità bidimensionale per l'area della Val d'Agri.

Il modello di velocità finale è stato ritrovato dopo aver effettuato una serie di 5 inversioni caratterizzate da un differente numero dei parametri utilizzati. Utilizzando l'approccio multi-scala (Bunks *et al.*, 1995; Jin & Beydoun, 2000) sono stati esplorati modelli di velocità descritti da 4, 9, 16, 56 e 224 parametri (Tabella 2.2). L'aumento nel numero dei parametri corrisponde ad una diminuzione della grandezza delle anomalie di velocità ritrovate. In altre parole aumentare il numero dei parametri significa muoversi da modelli a bassa frequenza verso modelli ad alta frequenza, ovvero modelli per i quali diminuisce la lunghezza d'onda delle anomalie di velocità ritrovate.

Modello	Parametri (P)	Dati (N)	E	AIC _c
2x2	4	2990	0,0653	335,06
3x3	9	2990	0,0647	321,00
4x4	16	2990	0,0608	243,08
7x8	56	2990	0,0597	174,42
14x16	224	2990	0,0536	222,69

Tabella 2.2: Valori dell'AIC_c calcolati per i modelli di velocità esplorati durante le 5 serie di inversioni tomografiche non-lineari.

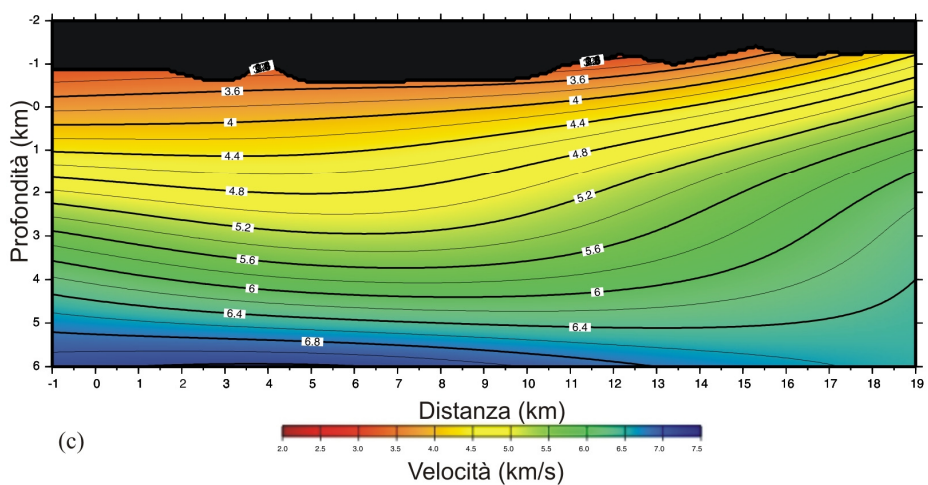
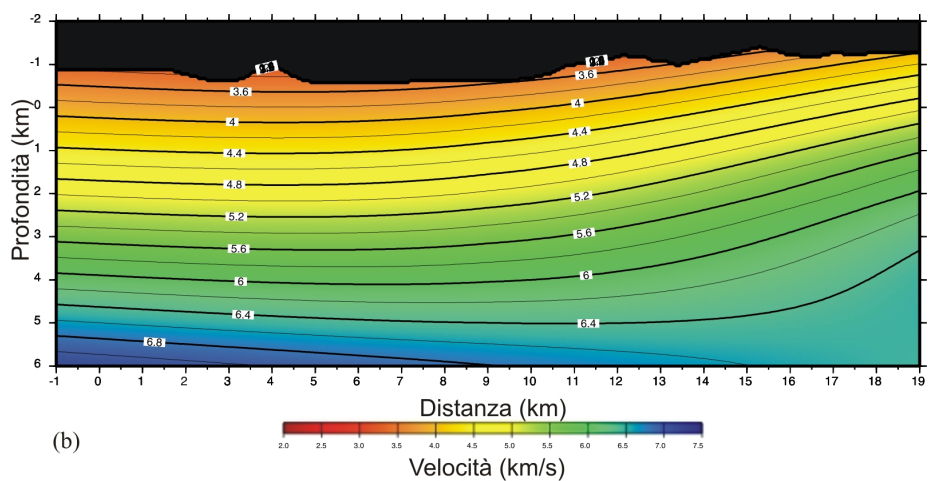
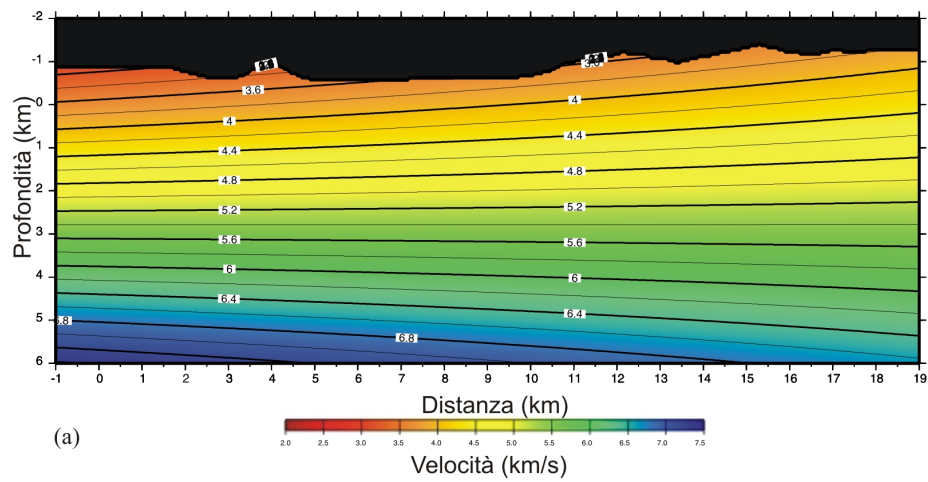
Per ciascuna serie, la ricerca del miglior modello è stata arrestata quando il valore della funzione costo diveniva stabile entro i limiti di una fissata soglia. Ad esempio per un modello definito da 14 parametri in direzione orizzontale e 16 in direzione verticale, corrispondenti a 224 nodi, sono stati esplorati circa 73000 modelli di velocità. Il tempo di calcolo medio, necessario alla procedura di inversione per effettuare 1 iterazione utilizzando circa 3000 dati esplorando un modello descritto da 14x16 nodi è stato di circa 7 ore utilizzando un PC Linux, Pentium IV con processore a 3 GHz.

La figura 2.7 mostra che l'aumento del numero dei parametri utilizzati per descrivere i modelli, corrispondente come detto ad una diminuzione della lunghezza d'onda esplorata, comporta ad un aumento nella complessità del modello di velocità ritrovato.

Dall'analisi della figura si vede come passando da modelli descritti da un basso numero di nodi a quelli descritti da un alto numero di nodi, si delinei una variazione orizzontale di velocità del mezzo di propagazione corrispondente ad una risalita dell'isolinea di velocità 5.2 km/s. La figura 2.8 mostra l'andamento

dei residui per le 24 sezioni selezionate, rappresentati in funzione della posizione dello scoppio lungo il profilo per il modello definito da 7x8 parametri. Ciò che si può notare è che per ciascuno scoppio i residui presentano degli andamenti che ci consentono di escludere una eventuale dipendenza da errori di lettura in funzione dell'aumento della distanza dallo scoppio, ma piuttosto che questi siano dovuti ad anomalie di velocità presenti nel mezzo di propagazione, sia in prossimità della superficie topografica che in profondità, che non sembrano essere risolti dalla parametrizzazione scelta. Nel complesso, comunque, gli istogrammi dei residui per ciascuno scoppio presentano degli andamenti Gaussiani.

La figura 2.9 mostra l'andamento dei residui totali per i modelli descritti da 7x8 e 14x16 parametri, in funzione della loro posizione lungo il profilo di acquisizione. Dalla figura 2.9 si evince che nonostante il notevole aumento dei parametri (da 56 a 224), gli andamenti dei residui più elevati sono ritrovati sempre nella parte centrale del modello di velocità. Le anomalie ad essi associate, potrebbero essere quindi legate sia a variazioni della velocità in superficie che ad anomalie più profonde presenti proprio nella parte centrale del modello di propagazione. Dall'analisi degli andamenti dei residui è semplice intuire che un aumento del numero dei parametri permetterebbe di risolvere anomalie con lunghezza d'onda più piccole di quelle esplorate con 14x16 nodi, ma ciò comporterebbe tempi di calcolo troppo lunghi e non compatibili con l'obiettivo finale del presente lavoro di ricerca che è il ritrovamento di un modello di velocità di *background* da utilizzare per l'inversione dei dati relativi alle fasi riflesse.



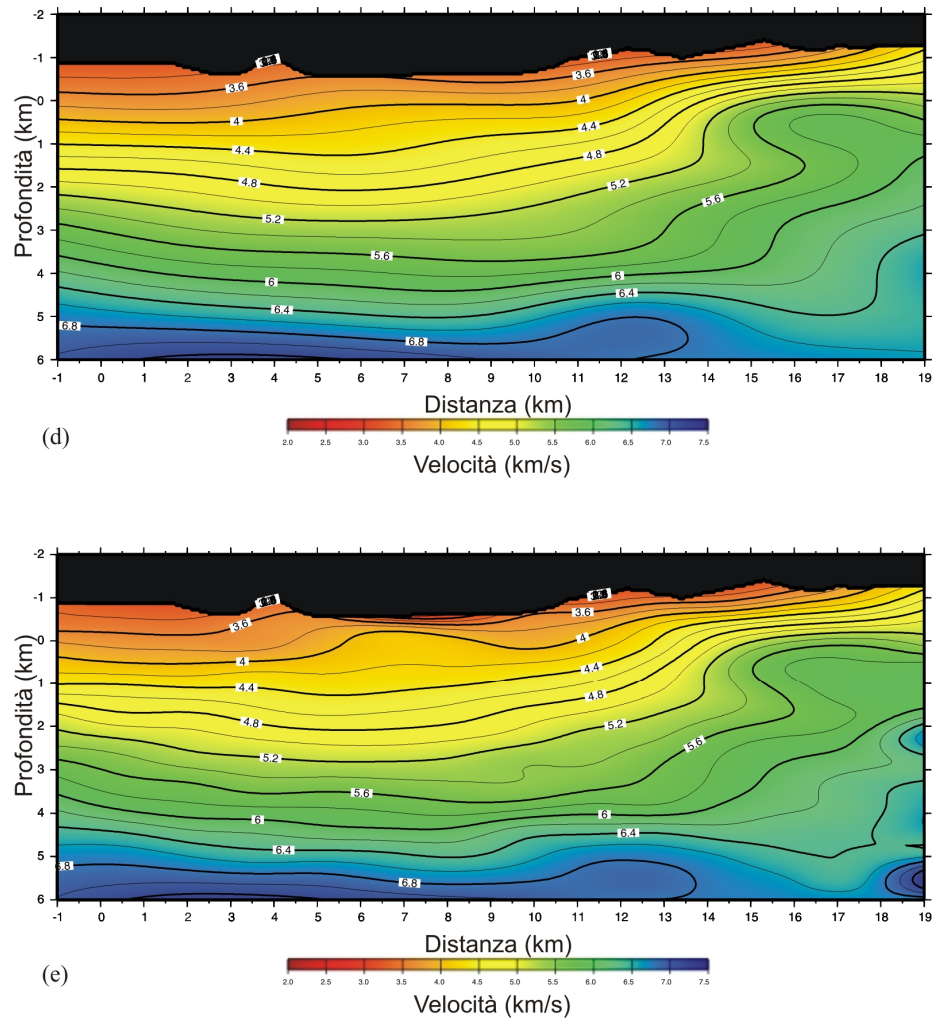


Figura 2.7: Modelli di velocità per le onde P ottenuti mediante inversione tomografica dei tempi di primo arrivo. a) modello 2x2 parametri; b) modello 3x3 parametri; c) modello 4x4 parametri; d) modello 7x8 parametri; e) modello 14x16 parametri.

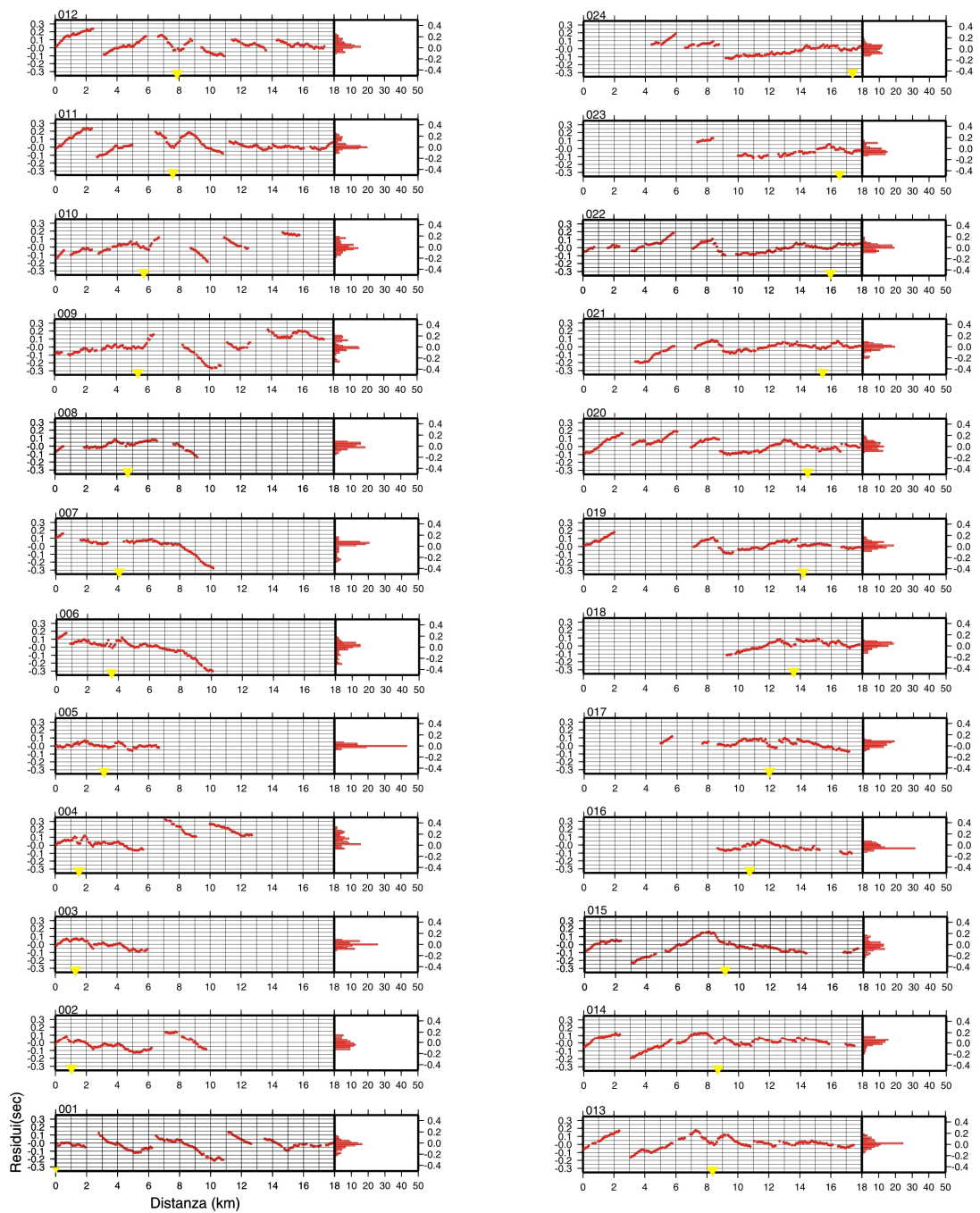


Figura 2.8: Residui e istogrammi calcolati per il modello descritto da 7x8 parametri per ogni scoppio; i triangoli gialli rappresentano la posizione dello scoppio.

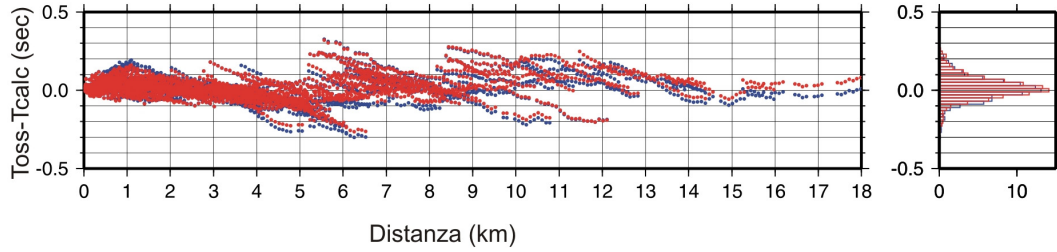


Figura 2.9: Residui calcolati per il modello descritto da 7x8 parametri (blu) e per il modello descritto da 14x16 parametri (in rosso) rappresentati in funzione della loro posizione lungo il profilo di acquisizione. A destra gli istogrammi corrispondenti.

Al fine di stimare il significato statistico della diminuzione dei valori della funzione costo, nonché per scegliere il modello finale di velocità, è stata effettuata un'analisi per la stima del parametro di *Akaike Information Criteria* corretto, (AIC_c). Questo criterio fu introdotto per primo da Akaike (1974) e successivamente modificato da Cavanaugh (1997). Secondo quanto enunciato da questo criterio, il modello di velocità che fornisce il minor valore del parametro di AIC_c è scelto come modello finale. Questo parametro può essere stimato utilizzando la formula:

$$AIC_c = N \ln(2\pi E) + \frac{N(N+P)}{N-P-2} \quad (2.21)$$

dove E rappresenta il valore della funzione costo, N è il numero dei dati e P è il numero di parametri. La ricerca del modello tomografico che fornisce il minimo valore dell' AIC_c corrisponde a selezionare la soluzione che rappresenta il miglior compromesso tra la bontà del *fit* e la semplicità del modello. La tabella 2.2 riporta i valori calcolati per tutti i modelli esplorati. I valori ottenuti per i modelli descritti da 7x8 e 14x16 parametri sono di 175 e 222, rispettivamente. In accordo con quanto enunciato dal criterio di Akaike, quindi,

il modello descritto da 7x8 parametri è stato scelto come modello tomografico finale (Figura 2.7d). La lunghezza d'onda minima delle anomalie di velocità ritrovate per questo modello è di 1 km in profondità e 2.5 km in direzione orizzontale.

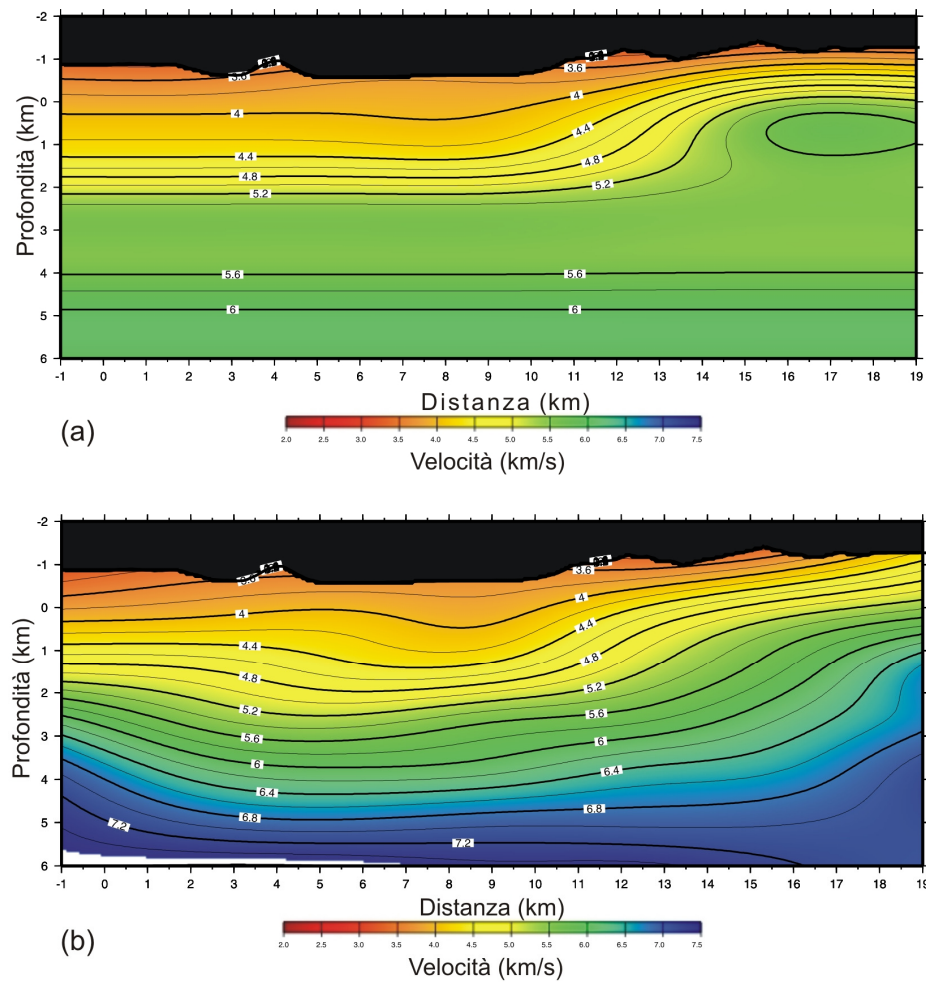


Figura 2.10: (a) Modello iniziale utilizzato per il calcolo dei tempi teorici utilizzati per effettuare il test a geometria fissata; (b) modello finale ritrovato.

Il modello finale mostra una variazione della velocità delle onde P che varia tra 3 km/s e 6.5 km/s. Una brusca variazione nell'andamento di velocità è presente ad una distanza di circa 11 km lungo il profilo. In questa zona si può notare una risalita dell'isolinea di velocità corrispondente a 5.2 km/s da 2 km di profondità fino al livello del mare.

Al fine di investigare la risoluzione del modello di velocità tomografico, è stato effettuato un *test* a geometria fissata (Zollo *et al.*, 2002). Questo *test* consiste in una serie di inversioni effettuate utilizzando dati teorici e la stessa geometria di acquisizione dei dati reali. I dati teorici sono calcolati in un modello di velocità che riproduce la geometria delle principali strutture riconoscibili nel modello tomografico ottenuto dall'inversione dei dati reali. Questo *test* è stato eseguito al fine di verificare la capacità del metodo di inversione di ritrovare la forma e l'ampiezza della risalita di velocità ritrovata a circa 11 km lungo il profilo. La figura 2.10a, mostra il modello sintetico utilizzato per il calcolo dei tempi teorici. Nel modello finale ritrovato (Figura 2.10b), descritto da 7x8 parametri, la risalita di velocità dell'isolinea 5.2 km/s è ben ritrovata sia per ciò che riguarda la forma che l'ampiezza. Questo risultato ci permette di validare il modello di velocità finale ritrovato mediante l'inversione non lineare e di poterlo utilizzare come modello di velocità di *background* per l'inversione dell'interfaccia riflessa.

3 FASI SISMICHE SECONDARIE: TECNICHE DI ANALISI

Si definiscono fasi secondarie le fasi sismiche che arrivano, alla superficie terrestre, dopo i primi arrivi. I tempi delle fasi sismiche secondarie sono sempre maggiori dei tempi di primo arrivo P. Queste fasi includono le onde di taglio (fasi S), le onde riflesse, le onde diffratte e quelle scatterate.

L'analisi delle fasi sismiche secondarie, tipo riflesse, diffratte e scatterate, permette la definizione delle caratteristiche del mezzo di propagazione in termini di superfici di discontinuità sismica.

Le tecniche classiche utilizzate per la definizione delle superfici di discontinuità comprendono, tra le altre, le tecniche di sismica a riflessione convenzionale e le tecniche di migrazione. Nel primo caso si analizzano i sismogrammi acquisiti utilizzando delle geometrie di acquisizione di tipo *Near Vertical*, che prevedono distanze piccole tra sorgenti e ricevitori. Tale tecnica è usata, in sismica attiva e non può essere utilizzata in casi in cui si abbiano a disposizione dati di terremoti. Anche nel caso delle tecniche di sismica a migrazione è necessario che le distanze tra sorgenti e ricevitori siano piccole e che la geometria di acquisizione sia regolare. È necessario, inoltre, per effettuare delle corrette analisi, una grande quantità di dati di alta qualità e un modello di velocità continuo (di *background*) accuratamente definito. Non sempre, però, è possibile effettuare campagne sismiche in cui vengano acquisiti grandi quantità di dati di alta qualità e con geometrie di acquisizione regolari. Per questo motivo sia le tecniche di sismica a riflessione convenzionale che quelle di migrazione non forniscono risultati soddisfacenti nei casi di superfici

topografiche accidentate, mezzi di propagazione fortemente eterogenei e nei casi in cui si abbiano a disposizione dati di sismica passiva.

Per ovviare a questi limiti, negli ultimi anni sono state sviluppate delle tecniche alternative che, a partire dai dati, siano essi di sismica attiva e/o passiva, permettano di definire dei modelli di velocità, in termini di discontinuità, anche in aree complesse (come le regioni di *thrust belt* e le aree vulcaniche). In questo capitolo verrà descritta una tecnica di inversione che permette, a partire dai tempi e dai dati delle forme d'onda riflesse, di definire le caratteristiche del mezzo di propagazione in termini di superfici di riflessione e verrà mostrata una sua applicazione a dati di sismica attiva.

3.1 Inversione di dati di sismica a riflessione

La tecnica di inversione delle fasi riflesse discussa in questo capitolo è quella proposta da Vassallo e Zollo (2007) che permette l'inversione dei tempi e dei dati delle forme d'onda riflesse a partire dall'analisi delle sezioni sismiche, comunque esse siano organizzate: a Scoppio Comune (CSP), a Ricevitore Comune (CRG), a Punto Medio Comune (CMP), etc.

Questa tecnica prevede uno schema di ottimizzazione non lineare e un approccio multi-scala e necessita di un modello di velocità a bassa risoluzione precedentemente definito. Essa si basa, inoltre, sulla misura della coerenza delle forme d'onda riflesse lungo la curva dei tempi di arrivo teorici, utilizzando la funzione *semblance*.

Uno dei vantaggi derivanti dall'utilizzo di questa tecnica è rappresentato dalla possibilità di includere la topografia nella procedura di inversione e quindi non

c'è necessità di effettuare delle correzioni statiche¹. Gli effetti delle eterogeneità laterali sono inoltre tenute in considerazione utilizzando un modello di velocità bidimensionale nel quale compaiano le variazioni laterali presenti nel mezzo di propagazione.

3.1.1 Calcolo dei tempi di riflessione teorici

La superficie di discontinuità sismica (riflettore) è descritta utilizzando una funzione interpolante di tipo *cubic spline* definita a partire da una serie di punti di controllo (nodi). In particolare le posizioni orizzontali dei nodi sono fissate a partire dalla scelta del numero di punti di controllo utilizzati per definire il modello di interfaccia mentre le loro posizioni verticali rappresentano i parametri da stimare durante la procedura di inversione. Le posizioni verticali dei nodi possono variare, in maniera continua, in un fissato intervallo di profondità.

I tempi di riflessione teorici sono calcolati utilizzando una procedura che può essere descritta attraverso la definizione di 4 fasi.

La prima fase comporta la discretizzazione del modello di velocità di *background*, che è effettuata utilizzando una griglia regolare di celle quadrate le cui dimensioni dipendono dall'accuratezza richiesta per il calcolo dei tempi di arrivo della fase riflessa e in ciascuna delle quali la velocità è considerata costante.

¹ Si definisce correzione statica la correzione temporale che permette di correggere il tempo assoluto di ogni traccia sismica in funzione della velocità media dello strato aerato e della differenza tra le quote topografiche delle sorgenti e dei ricevitori.

Nella seconda fase della procedura, i tempi teorici di riflessione sono calcolati, per ogni coppia sorgente-ricevitore, ai nodi della griglia di velocità, utilizzando la soluzione alle differenze finite dell'equazione iconale proposta da Podvin e Lecomte (1991). Il modello di velocità assume valori di velocità nulli per la porzione di modello al di sotto del riflettore: in tal modo è possibile calcolare, utilizzando questa procedura, soltanto i tempi di arrivo teorici associati alle fasi

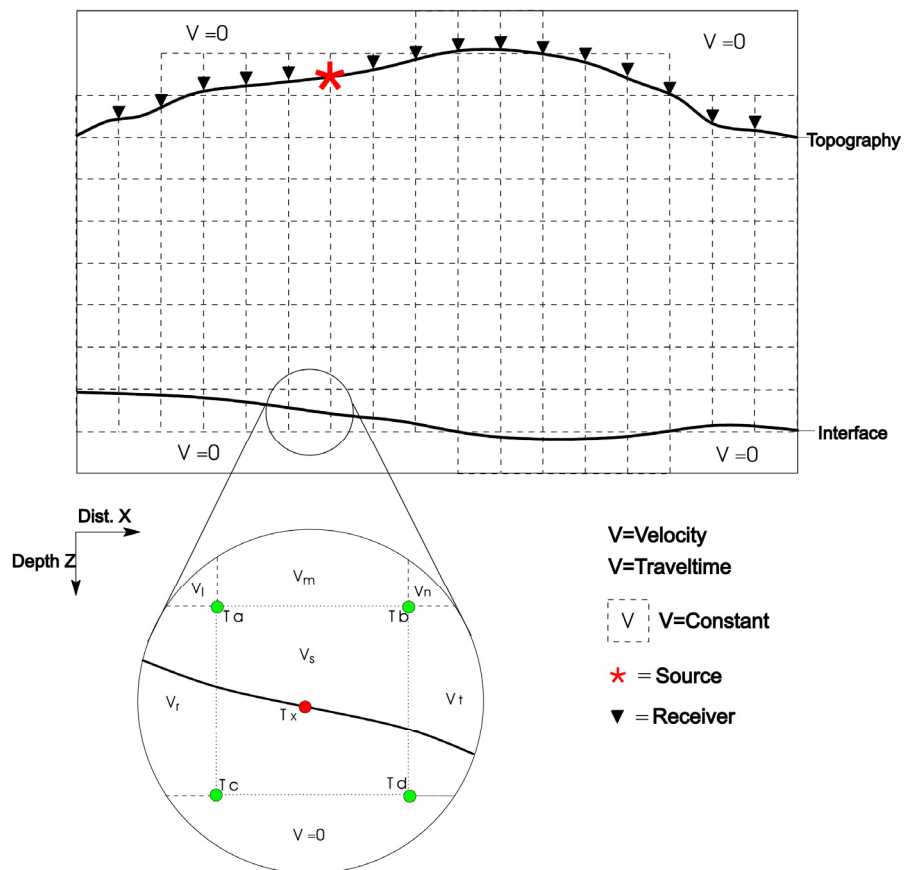


Figura 3.1: Discretizzazione del modello di velocità di *background*. La velocità in ogni cella del modello di propagazione è costante. L'area circolare mostra un ingrandimento di una cella della griglia. Il tempo di arrivo T_x al nodo dell'interfaccia (in rosso) è calcolato mediante interpolazione bilineare tra i tempi T_a , T_b , T_c e T_d (in verde) associati ai quattro nodi della griglia più prossimi al punto dell'interfaccia considerato.

riflesse all'interfaccia considerata (fig. 3.1). Valori di velocità nulli sono inoltre assegnati anche alle porzioni di modello di velocità al di sopra della superficie topografica, in modo da includere la superficie topografica nel calcolo dei tempi e considerare soltanto quei raggi sismici che attraversano il modello di propagazione dalla superficie topografica a quella di riflessione.

La terza fase della procedura di calcolo dei tempi teorici si esplicita stimando il tempo di arrivo teorico per una coppia sorgente ricevitore per ogni punto della superficie di riflessione effettuando un'interpolazione bilineare attraverso i quattro nodi della griglia di velocità più prossimi al punto del riflettore considerato.

Infine nella quarta ed ultima fase della procedura si stima, per ogni coppia sorgente ricevitore, il punto di riflessione ed il tempo di arrivo ad esso associato utilizzando il principio di Fermat in base al quale il punto di riflessione per una coppia sorgente ricevitore è quello per il quale il tempo di tragitto totale è minimo.

3.1.2 *Objective Function*

La procedura di inversione della fase riflessa discussa in questo capitolo è basata sull'ottimizzazione di una *objective function*. L'innovazione rappresentata dalla metodologia di inversione dell'interfaccia utilizzata in questo lavoro di ricerca si basa sulla possibilità di utilizzo di due differenti tipi di *objective functions*. La prima utilizza come dati i tempi di arrivo delle fasi riflesse letti sui sismogrammi mentre la seconda utilizza i dati delle forme d'onda riflesse. Il problema inverso può essere risolto utilizzando entrambe le

funzioni. In particolare nelle prime serie di inversioni si delinea un modello di interfaccia a bassa frequenza utilizzando i tempi di arrivo letti sui sismogrammi, mentre nelle serie successive il modello di interfaccia viene risolto nelle sue componenti a più alta frequenza utilizzando i dati delle forme d'onda riflesse.

La *objective function* che si utilizza durante la procedura di inversione dei tempi di arrivo riflessi è del tipo:

$$\Phi_t(\mathbf{m}) = \frac{\sum_{i=1}^N w_i (t_i^{\text{oss}} - t_i^{\text{calc}}(\mathbf{m}))^2}{\sum w_i} \quad (3.1)$$

che necessita di essere minimizzata. Nell'equazione (3.1) t_i^{oss} e t_i^{calc} rappresentano i tempi di arrivo riflessi osservati e calcolati, N è il numero dei tempi di arrivo letti sulle sezioni sismiche considerate, w_i è un fattore di peso che dipende dall'incertezza sulle letture e \mathbf{m} è il vettore dei parametri definito come $\mathbf{m} \equiv (z_1, \dots, z_M)$ i cui elementi sono, come detto, le profondità z_i dei punti di controllo (nodi) della funzione *cubic spline* utilizzata per descrivere il riflettore.

La *objective function* che invece si utilizza nel caso in cui la procedura di inversione utilizzi i dati delle forme d'onda riflesse è una funzione del tipo *semblance* basata sulla coerenza delle forme d'onda riflesse e definita come:

$$\Phi_s(\mathbf{m}) = \frac{\sum_{t=T_1}^{T_2} \left(\sum_{n=1}^N A(n,t) \right)^2}{N \sum_{n=1}^N \sum_{t=T_1}^{T_2} [A^2(n,t)]} \quad (3.2)$$

nella quale $A(n,t)$ è l'ampiezza dell' n -esima forma d'onda al tempo t nella finestra temporale $[T_1, T_2]$ ed N è il numero delle forme d'onda utilizzate durante la procedura di inversione. La durata della finestra temporale $[T_1, T_2]$ è definita in base alle caratteristiche della forma d'onda riflessa analizzata. Il modello di interfaccia migliore è determinato effettuando una ricerca globale del massimo della funzione *semblance* nella finestra temporale selezionata. In questo caso i dati sono rappresentati dalle forme d'onda di tutti i sismogrammi acquisiti.

La funzione *semblance* fornisce una misura della similitudine e della coerenza delle forme d'onda lungo la curva di *travel time* calcolata, utilizzando la soluzione alle differenze finite dell'equazione iconale (Podvin e Lecomte, 1991). Ciò significa che, se, all'interno della finestra temporale $[T_1, T_2]$ considerata, è presente una fase coerente il valore della *semblance* sarà massimo; al contrario esso sarà nullo se i tempi di arrivo teorici non sono ben stimati, ovvero se la geometria del riflettore non è la più realistica (fig. 3.2).

Il vantaggio derivante dall'utilizzo della funzione *semblance* nella procedura di ottimizzazione è legato alla possibilità di svincolarsi dalle letture dei tempi di arrivo delle fasi riflesse. Ciò rende innanzitutto la procedura di inversione più rapida ed inoltre elimina gli errori nella stima dei parametri, dovuti ad errori di lettura dei tempi della fase riflessa analizzata.

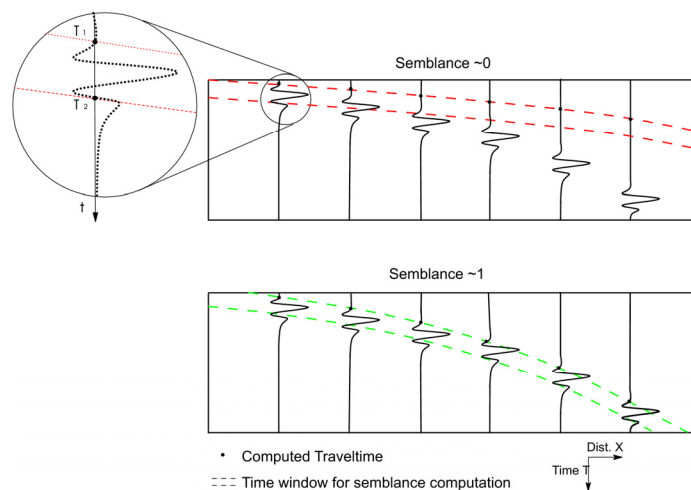


Figura 3.2: Stima del valore della funzione *semblance* effettuata lungo due differenti curve di *travel time* (linee tratteggiate). La figura in alto mostra una curva di *travel time* che non individua una fase riflessa coerente, mentre la figura in basso mostra una curva di *travel time* che, all'interno dell'intervallo temporale $[T_1, T_2]$, individua una fase riflessa coerente.

L'utilizzo dell'approccio multi-scala nello schema di ottimizzazione non lineare utilizzato nella procedura di inversione dell'interfaccia permette di definire, nelle prime serie di inversioni, le caratteristiche a grande scala (bassa frequenza) del riflettore e poi, successivamente, quelle a piccola scala (alta frequenza). Ciò viene effettuato aumentando progressivamente il numero dei parametri che definiscono l'interfaccia, ovvero aumentando i punti di controllo (nodi) della *cubic spline* che descrive il riflettore. Concretamente ciò che viene fatto è utilizzare il modello di interfaccia ottenuto nelle serie precedenti come modello di partenza per le serie successive. La ricerca dei parametri è effettuata utilizzando un ampio intervallo di possibili valori di profondità, nelle prime serie, mentre, quando l'interfaccia è parametrizzata da un più alto numero di

nodi, la ricerca è effettuata su intervalli di profondità più ristretti nell'intorno del modello di interfaccia di riferimento.

Nello schema di inversione utilizzato in questo lavoro di ricerca si utilizza la *objective function* definita dalla (3.1) nelle serie di inversioni in cui l'interfaccia è parametrizzata da un basso numero di nodi, mentre si preferisce utilizzare la funzione definita dalla (3.2) quando, invece, l'interfaccia è parametrizzata da un più alto numero di nodi. L'utilizzo combinato delle due differenti funzioni si basa sul principio generale che i tempi di arrivo forniscono informazioni a grande lunghezza d'onda del riflettore mentre le forme d'onda permettono di ottenere informazioni su quelle che sono le caratteristiche a piccola scala (alta frequenza) della superficie di discontinuità alla quale si sono riflesse.

Il criterio utilizzato per decidere il miglior modello di interfaccia tra quelli ritrovati e definiti da un differente numero di parametri, nonché criterio utilizzato per decidere quando fermare la procedura di inversione, è basato sulla stima del valore del parametro di Akaike Information Criteria corretto (AIC_c); (Akaike, 1974; Hurvich *et al.*, 1989). La funzione:

$$AIC_c = -2\log(L) + 2k + \frac{2k(k+1)}{N-k-1} \quad (3.3)$$

permette di stimare il valore del parametro AIC_c . Nell'equazione (3.3), L è il valore di probabilità, k è il numero dei parametri che definiscono il modello di interfaccia ed N è il numero dei dati utilizzati durante la procedura di inversione. Per stimare il valore dell' AIC_c utilizzando la (3.3) è necessario, però, calcolare il valore di probabilità L a partire dal valore della funzione

semblance stimato mediante la procedura di inversione. Ciò può essere effettuato utilizzando una funzione del tipo:

$$L(\mathbf{m}) = Ce^{\Phi_s(\mathbf{m})} \quad (3.4)$$

nella quale $L(\mathbf{m})$ è la probabilità del modello e C è una costante di normalizzazione definita mediante la relazione:

$$C = \frac{1}{\int e^{\Phi_s(\mathbf{m})} d\mathbf{m}} \quad (3.5).$$

La ricerca nello spazio multi-dimensionale del vettore dei parametri $\mathbf{m} \equiv (z_1, \dots, z_M)$ è effettuata utilizzando nello schema di ottimizzazione non lineare l'Algoritmo Genetico, che risulta essere adatto alla determinazione delle soluzioni dei problemi inversi nei casi di problemi fortemente non-lineari (Goldberg, 1989; Whitley, 1994).

3.1.3 Analisi dell'incertezza

L'incertezza riguardo ai valori di profondità dei nodi della *cubic spline* che descrive il riflettore modellato, è effettuata mediante un'esplorazione locale dei valori della funzione *semblance* per ciascun nodo, nell'intorno del modello di interfaccia ritrovato.

La procedura si esplicita nel variare la profondità di ciascun nodo, in un fissato intervallo di profondità, mantenendo fisse le profondità degli altri nodi ai valori da questi assunti per il modello di interfaccia che ha massimizzato la funzione *semblance* nella procedura di inversione. Per ciascun nuovo modello di interfaccia così ottenuto, si valuta la funzione *semblance* e i valori da questa assunti sono riportati successivamente in un grafico in funzione della profondità del nodo (fig. 3.3).

La stima del valore dell'incertezza, per ciascun nodo dell'interfaccia modellata, è effettuata utilizzando l'equazione:

$$\sigma(m_i) = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^N (z_k - z_{\text{best}})^2 w_k}{\sum_{k=1}^N w_k}} \quad (3.6)$$

nella quale $w_k = (\Phi_s(m_i = z_k, m_j = m_j^{\text{best}}) - \Phi_s^{\text{noise}})$, per $j \neq i$. Il livello di soglia

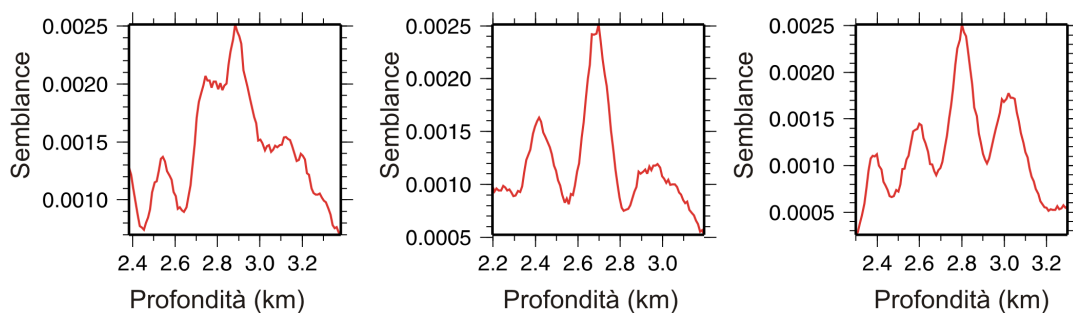


Figura 3.3: Grafici ottenuti utilizzando i valori della funzione *semblance* stimata variando la profondità dei nodi dell'interfaccia. L'ampiezza della funzione nell'intorno della profondità ritrovata e la forma mono o multimodale forniscono informazioni sulla bontà della stima della profondità del nodo analizzato.

della funzione *semblance* Φ_s^{noise} è determinato a partire dai valori di *semblance* stimati per le finestre di segnale che non individuano fasi riflesse coerenti. La profondità z_{best} del nodo è quella relativa al miglior modello stimato mediante la procedura di inversione dell'interfaccia.

3.1.4 Sezione *Zero-Time Move-Out*

La geometria della superficie di riflessione modellata utilizzando il metodo di inversione dell'interfaccia precedentemente descritto, può essere verificata *a posteriori* costruendo una sezione sismica nella quale ciascun sismogramma è corretto in funzione del tempo di arrivo teorico della fase riflessa generata al riflettore modellato. Questa procedura, proposta da Improta *et al.*, (2002), è simile ad un'analisi di *move out*. La differenza, però, rispetto ad un'analisi di *move out* classica, così come definita in Yilmaz (1987), è rappresentata dall'utilizzo di un modello di velocità lateralmente eterogeneo e di una superficie di discontinuità irregolare.

Le sezioni sismiche così costruite vengono definite *Zero-Time Move-Out* (ZTMO) in quanto, assumendo errori nulli riguardo alla profondità ed alla geometria del riflettore analizzato, ad un tempo di arrivo pari a 0 s dovrebbe essere evidente, lungo tutta la sezione, una fase riflessa coerente allineata. Se si effettua un'analisi di *semblance*, utilizzando la (3.2), ad ogni istante di tempo t e si costruisce un grafico dei valori di *semblance* così stimati in funzione del tempo, si dovrebbe ritrovare un massimo in corrispondenza di 0 s (fig. 3.4). La presenza di un massimo del valore di *semblance* in corrispondenza di 0 s, conferma l'esattezza della definizione della geometria e profondità del riflettore

analizzato. Se questo grafico viene riportato a lato della sezione ZTMO, lo studio dello stesso può permettere l'identificazione di eventi riflessi secondari sulla sezione ZTMO. D'altro canto la presenza di massimi secondari a tempi differenti (fig. 3.4) fornisce informazioni sulla presenza di altre fasi riflesse la cui presenza potrebbe non essere evidente se si utilizzano altri tipi di rappresentazioni dei sismogrammi (sezioni di tipo scoppio comune, ricevitore comune *etc.*).

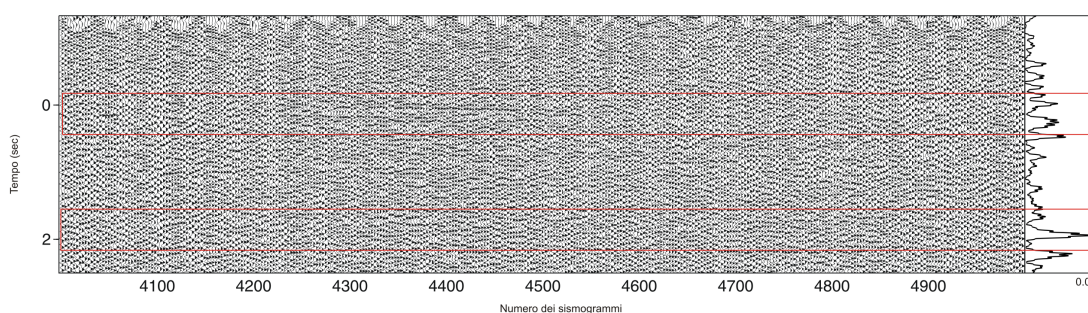


Figura 3.4: Sezione *Zero-Time Move-Out* mostrante diverse fasi secondarie allineate. Si notano 2 fasi in corrispondenza di 0 s allineate non lungo tutta la sezione e corrispondenti a 2 massimi sul grafico della *semblance*. Si nota, inoltre, sul grafico della *semblance* un massimo a circa 2 s che corrisponde ad una fase secondaria con ampiezza minore ma più coerente.

3.2 Applicazione a dati di sismica attiva: Val d'Agri

I dati di sismica attiva acquisiti in Val d'Agri nel corso della campagna di sismica da esplorazione effettuata dall'E.N.I. e dall'Enterprise Oil Italiana, (Capitolo 1), sono stati utilizzati, oltre che per ottenere un modello di velocità tomografico per l'area (capitolo precedente) anche per ottenere un modello di interfaccia riflessa. Le caratteristiche geometriche e la profondità

dell'interfaccia riflessa sono state ritrovate utilizzando la tecnica di inversione dell'interfaccia descritta nei paragrafi precedenti.

3.2.1 Organizzazione del *dataset* dei dati per le forme d'onda riflesse

Al fine di identificare le fasi riflesse secondarie i dati sono stati organizzati in sezioni CMP (*Common Mid Point*). In tale rappresentazione si utilizzano tutte le coppie sorgente-ricevitore che hanno lo stesso punto medio comune. Il principio sul quale si basa questo tipo di organizzazione dei dati prevede che tutte le tracce che compongono una sezione CMP campionino lo stesso punto di una superficie di discontinuità sismica, con differenti *offsets*, permettendo così una migliore evidenza della fase riflessa ad essa associata. In caso di una terra stratificata orizzontalmente le coordinate di una sezione CMP sono identiche a quelle di una sezione CDP (*Common Depth Point*, punto in profondità comune), per un riflettore considerato.

Durante la prima fase del lavoro svolto per l'identificazione delle fasi riflesse, sono state implementate delle procedure che hanno permesso, a partire dalle posizioni di tutte le sorgenti e di tutti i ricevitori, di selezionare tutte le coppie sorgente-ricevitore con punto medio comune. Sono state costruite ed analizzate un totale di 180 sezioni CMP. Anche in questo caso, come in quello dell'identificazione dei primi arrivi, è stato studiato il contenuto in frequenza di tutte le sezioni per scegliere l'intervallo di frequenze ottimale da utilizzare per le procedure di filtraggio dei segnali al fine di attenuare il rumore presente.

Oltre alle procedure utilizzate per lo studio delle sezioni CSP in questo caso è stata effettuata anche un'analisi di velocità per assicurarsi che la fase riconosciuta fosse effettivamente una riflessa. La curva tempo-distanza (dromocrona) caratteristica delle fasi riflesse è un'iperbole. La variazione nel tempo di arrivo di questa fase a differenti ricevitori è detta *Normal Move Out* (NMO), ed è definita come:

$$T(x) - t_0 = \left(x^2 / V^2 + t_0^2 \right)^{1/2} - t_0 \quad (3.7)$$

dove t_0 è il tempo di arrivo lungo la verticale del punto medio per la fase analizzata e V è la velocità media per la porzione del mezzo di propagazione attraversato dalla fase (Telford, 1990). Se ogni traccia è corretta per il NMO corrispondente, la fase riflessa analizzata presenterà lo stesso tempo per differenti distanze, ovvero la fase riflessa apparirà allineata. Per contro, fasi con differenti *moveouts*, come ad esempio le fasi dirette, non appariranno allineate perché esse sono caratterizzate da una curva tempo distanza differente. Inoltre, nel caso in cui il riflettore presenti un'inclinazione rispetto all'orizzontale, nell'espressione del NMO apparirà anche un termine che tiene conto dell'angolo di inclinazione e la correzione in questo caso è definita *Dip Move Out* (DMO); (Sheriff e Geldart, 1995).

La figura 3.5 mostra 12 delle 180 sezioni CMP costruite ed aventi una distanza massima dal punto medio di 1 km. Queste sezioni sono state ottenute utilizzando un filtro passa-banda *zero-phase shift* Butterworth, tra 6 e 25 Hz, una correzione mediante funzione *gain* del tipo *Automatic Gain Control* (AGC), con finestra temporale di 0.5 s, una normalizzazione per l'ampiezza

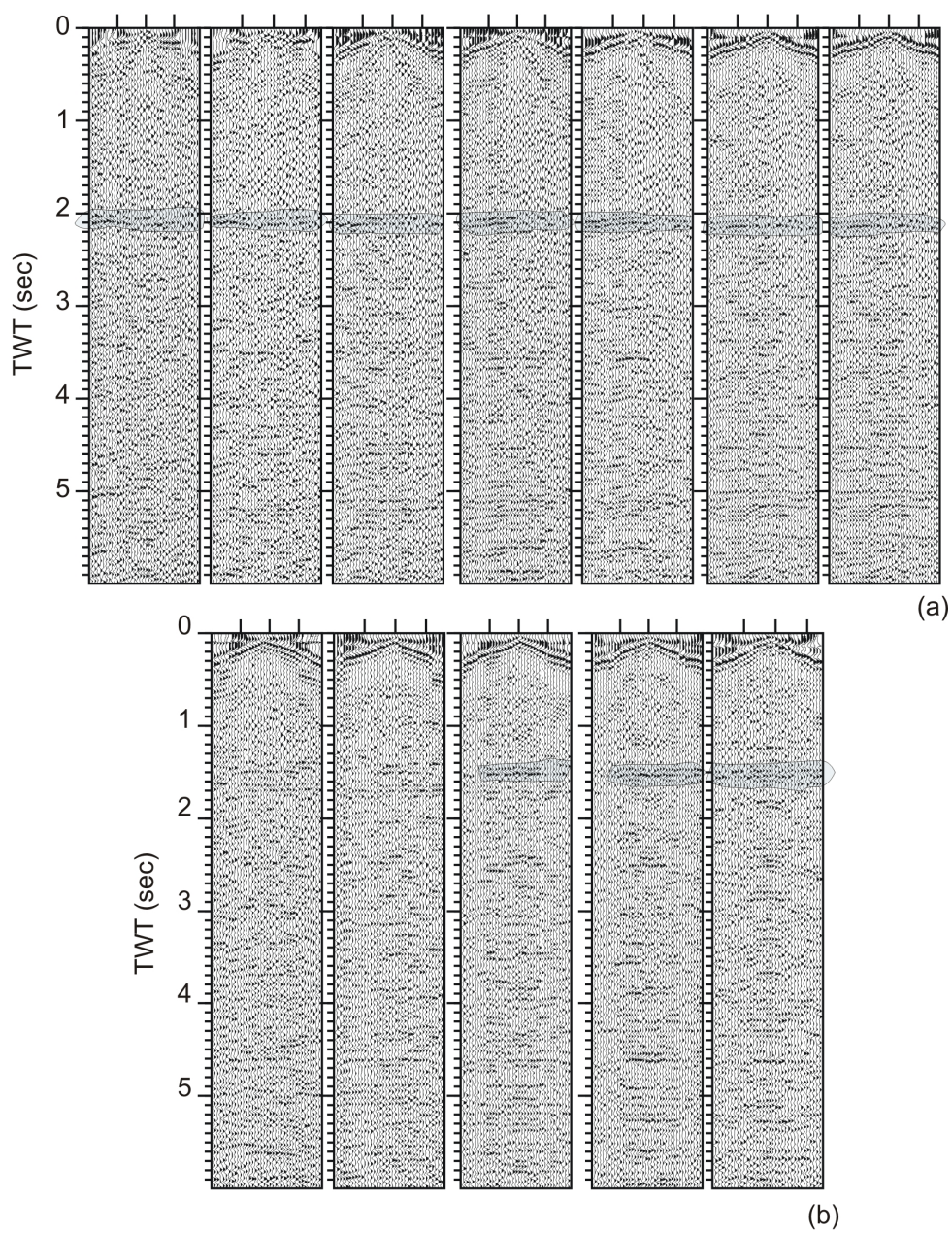


Figura 3.5: Sezioni CMP tra i 14 ed i 15 km (a) e tra i 17 e i 18 km lungo il profilo (b). In blu è evidenziata la fase riflessa riconosciuta.

massima dell'intera sezione sismica ed una correzione di NMO. La figura 3.5 mostra le sezioni CMP in funzione della loro posizione lungo il profilo di acquisizione procedendo da Sud-Ovest verso Nord-Est (triangoli blu indicati in fig. 2.2). Una fase riflessa è visibile su tutti i pannelli mostrati e il tempo di arrivo ad essa associato è compreso tra 1.5 e 2.0 s procedendo verso Nord-Est. La figura 3.6 mostra i tempi di arrivo letti per la fase riflessa riconosciuta su 40 CMP localizzati nella parte Nord-Est del profilo. Il ritardo nei tempi di arrivo fornisce una prima idea della complessità della superficie di discontinuità ad essi associata e/o del mezzo di propagazione. I tempi di arrivo di questa fase riflessa hanno rappresentato il *dataset* preliminare utilizzato nella prima fase dell'inversione dei dati delle forme d'onda riflesse. L'interfaccia così ritrovata è stata utilizzata per calcolare i tempi di arrivo teorici di una fase riflessa a questa interfaccia, lungo tutto il profilo, che sono stati poi utilizzati per costruire una sezione *Zero-Time Move-Out* utilizzando tutti i sismogrammi acquisiti. Questa procedura, che permette una migliore identificazione dell'evento riflesso lungo tutto il profilo di acquisizione, sarà descritta in dettaglio nel paragrafo 3.2.3.

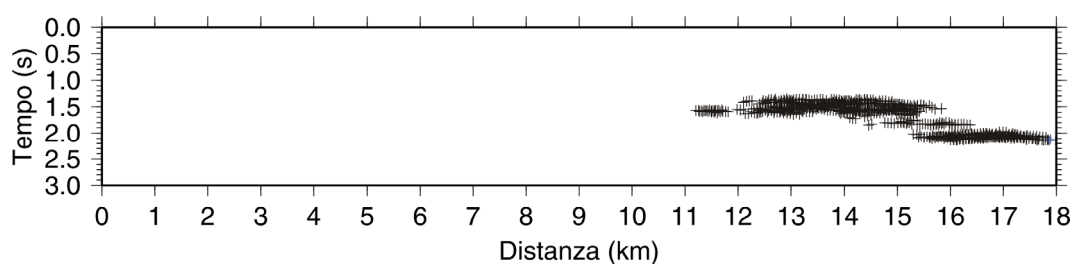


Figura 3.6: Tempi di arrivo della fase riflessa letti su 40 sezioni sismiche organizzate in CMP.

3.2.2 Inversione non-lineare dei dati delle forme d'onda riflesse

I dati relativi alla fase riflessa identificata sulle sezioni sismiche organizzate in CMP ed avente un tempo di arrivo compreso tra 1.5 e 2.0 s, sono stati utilizzati per effettuare un'inversione non-lineare dei dati delle forme d'onda riflesse, eseguita in due fasi, così come proposto da Vassallo e Zollo (2007), al fine di definire la geometria e la profondità della discontinuità sismica ad essi associata.

La prima fase dell'inversione non-lineare è stata effettuata utilizzando i tempi di arrivo della fase riflessa letti sulle 40 sezioni sismiche CMP, il modello di velocità ritrovato mediante l'inversione tomografica non lineare dei tempi di primo arrivo ed utilizzando i residui dei tempi di arrivo riflessi per definire la funzione costo in termini di norma L_2 . Durante la seconda fase, invece, tutti i dati acquisiti sono stati riorganizzati in un'unica sezione sismica del tipo *Zero-Time Move-Out* (ZTMO), così come proposto da Improta *et al.*, (2002) e come spiegato dettagliatamente nel paragrafo 3.2.3 successivo.

Nella prima fase dell'inversione è stato utilizzato un *dataset* formato da circa 500 tempi di arrivo permettendo di individuare il riflettore mostrato in figura 3.7.

Ricordando che la fase riflessa è stata riconosciuta soltanto sulle sezioni CMP localizzate nella parte Nord-Est del profilo di acquisizione, questa prima interfaccia è stata modellata soltanto nella zona compresa tra 11 e 18 km lungo il profilo dove presenta una profondità compresa tra 2 e 3 km, approfondendosi in direzione Nord-Est, confermando, quindi, l'ipotesi originaria formulata sulla base dell'analisi dell'andamento dei tempi riflessi letti

(figura 3.6). L'interfaccia ritrovata presenta un valore di RMS di circa 0.08 s. Nella figura 3.7a, è mostrato anche il campionamento dell'interfaccia in termini di raggi riflessi per tutte le coppie sorgente-ricevitore considerate.

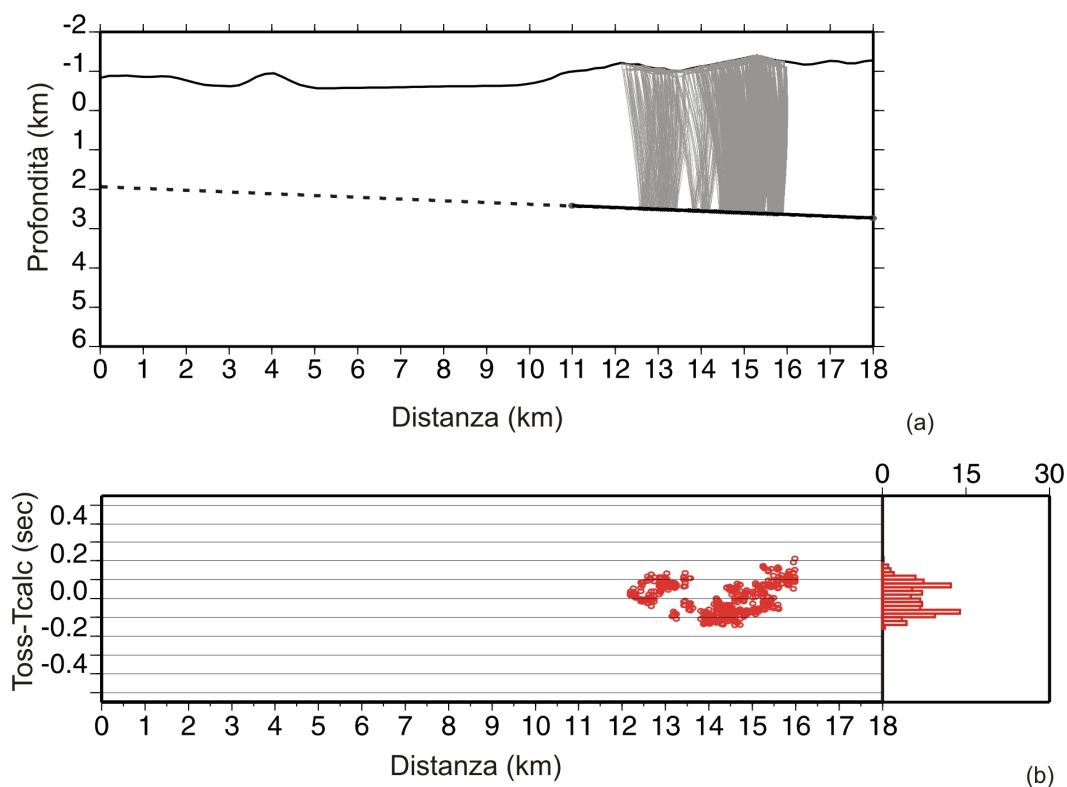


Figura 3.7: (a) Modello di interfaccia ritrovata mediante inversione non lineare dei tempi di arrivo della fase riflessa letti nella parte NE del profilo di velocità (linea continua), in grigio sono rappresentati i raggi che campionano l'interfaccia ritrovata; la linea tratteggiata indica l'interfaccia estesa linearmente. (b) residui e istogramma calcolati per l'interfaccia ritrovata.

3.2.3 Sezione *Zero-Time Move Out*

L'interfaccia ottenuta mediante inversione non-lineare dei 500 tempi riflessi letti, è stata estesa lungo tutto il profilo di acquisizione, così come

mostra la linea tratteggiata in figura 3.7a, al fine di calcolare i tempi riflessi teorici ad essa associati. In altri termini, per ogni coppia sorgente-ricevitore, sono stati calcolati, i tempi teorici, utilizzando un algoritmo di tracciamento raggi, per una fase riflessa generata da questa interfaccia. I tempi di arrivo per la fase riflessa così calcolati sono stati utilizzati per costruire una sezione del tipo *Zero-Time Move-Out* (ZTMO), definita come una sezione per la quale il tempo di ciascun sismogramma è corretto per il tempo di arrivo calcolato per una fase riflessa associata al riflettore identificato (Improta *et al.*, 2002).

Questa procedura è simile ad un'analisi di *Move-Out* utilizzando, però, un modello di velocità lateralmente eterogeneo ed un'interfaccia irregolare. Nel caso di errori trascurabili relativi alla profondità ed alla geometria dell'interfaccia, la fase riflessa analizzata dovrebbe risultare allineata a zero secondi e dovrebbe mostrare una coerenza laterale sulla sezione *move-out* corretta. L'attendibilità nella determinazione dell'interfaccia può essere verificata stimando l'allineamento della fase riflessa sulla sezione *move-out* effettuando uno *stack* orizzontale delle tracce che la compongono.

L'allineamento della fase analizzata in questo lavoro può essere quantitativamente verificato effettuando un'analisi utilizzando la funzione *semblance* sulla sezione costruita. Questa funzione è basata sulla coerenza delle forme d'onda lungo la curva di *travel time*. In altre parole se la curva di *travel time* calcolata individua una fase riflessa coerente il valore della funzione *semblance* dovrebbe essere circa uguale ad 1. Ciò significa che se si effettua questo tipo di analisi sulla sezione *Zero-Time Move-Out* costruita nel pannello della funzione *semblance* corrispondente dovrebbe essere individuato un massimo a zero secondi.

I tempi calcolati per l'interfaccia preliminare hanno permesso di correggere i tempi di circa 5500 sismogrammi utilizzati per costruire la sezione *Zero-Time Move-Out*. L'analisi di questa sezione ha permesso il riconoscimento di una fase riflessa coerente allineata a zero secondi, i cui tempi di arrivo sono stati letti e, opportunamente corretti, hanno rappresentato il nuovo *dataset* utilizzato nella fase successiva dell'inversione non-lineare dei dati della fase riflessa.

Il nuovo *dataset*, costituito da circa 1250 tempi letti è stato utilizzato per effettuare 5 serie di inversioni utilizzando sia i tempi di arrivo che i dati delle forme d'onda riflesse (Vassallo e Zollo, 2007), al fine di ottenere il modello finale di interfaccia.

Le 5 serie di inversioni sono state effettuate utilizzando l'approccio multi-scala nello schema di inversione, esplorando in tal modo modelli di interfaccia descritti da 2, 3, 5, 9 e 17 parametri.

La figura 3.8 mostra i modelli di interfaccia ottenuti utilizzando un basso numero di parametri (2, 3 e 5 nodi) per definire il riflettore. In questo caso il miglior modello di interfaccia è stato ricavato usando una funzione costo basata sul calcolo dei residui dei tempi di arrivo. La figura 3.8 mostra anche gli intervalli di profondità consentiti a ciascun nodo nella ricerca del modello migliore. In particolare, nel passaggio dell'interfaccia definita da 2 a 3 nodi è stata utilizzata una variazione di profondità per ciascun nodo pari a ± 1000 m mentre nel passaggio da 3 a 5 nodi, è stata utilizzata una variazione di profondità pari a ± 700 m. Gli intervalli di variazione in profondità sono stati scelti in funzione del valore dei residui dei tempi di arrivo riflessi ottenuti per ogni interfaccia ed assumendo una velocità media di 4.5 km/s al di sopra dell'interfaccia.

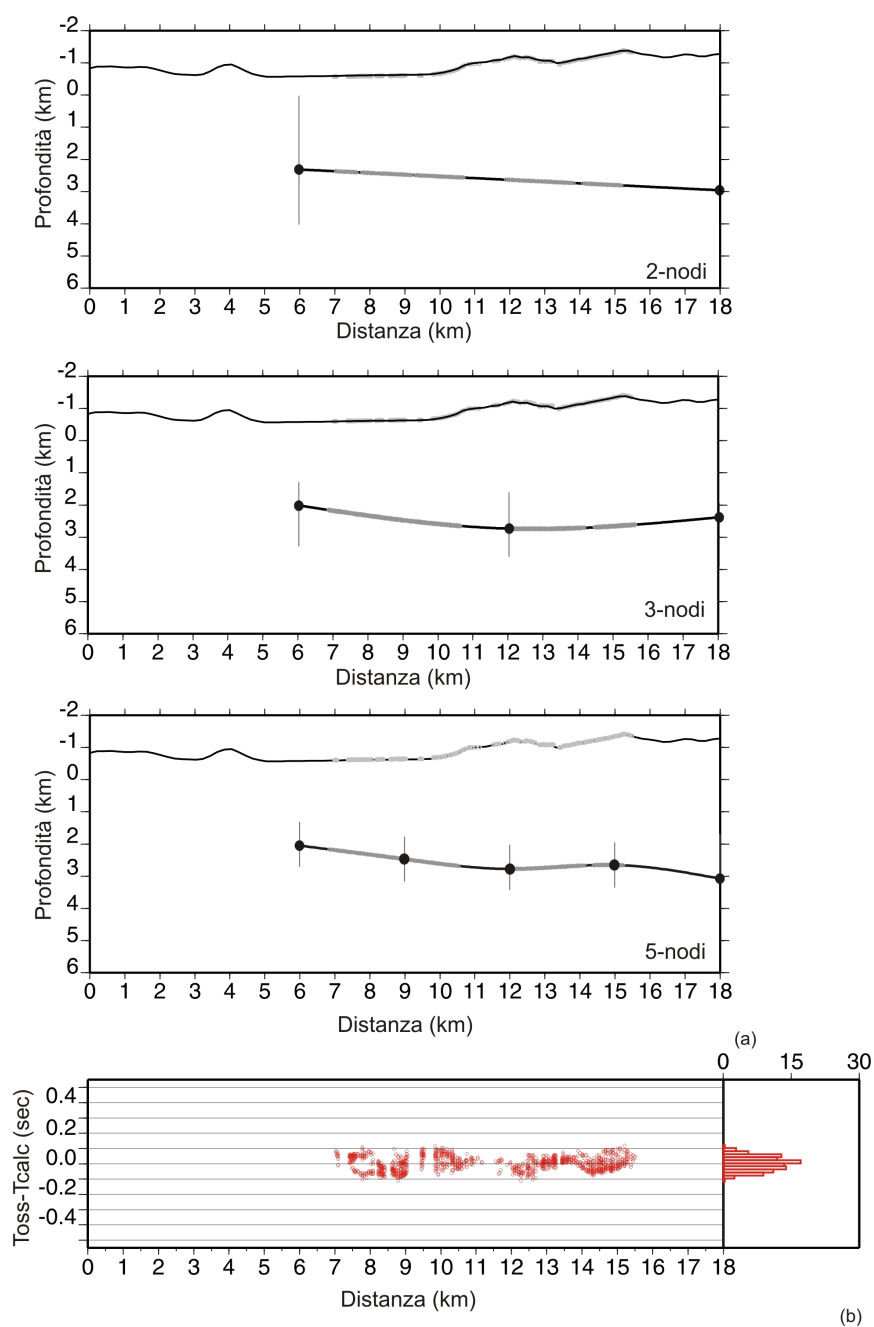


Figura 3.8: (a) Modelli di interfaccia ritrovati mediante inversione dei tempi di arrivo della fase riflessa. I modelli definiti da 2, 3 e 5 nodi sono mostrati dall'alto verso il basso. I nodi sono rappresentati dai cerchi neri mentre le barre verticali rappresentano l'intervallo di profondità possibile per ciascuno di essi. I punti sulla superficie topografica rappresentano, invece, le coppie sorgente-ricevitore. (b) Residui e istogramma calcolati per l'interfaccia a 5 nodi.

Per l'inversione dei tempi di arrivo della fase riflessa con un'interfaccia definita da 5 nodi è stato ottenuto un valore di RMS di 0.05 s. Questo valore di RMS è comparabile con l'errore nei tempi di arrivo letti stimato tra 0.04 s e 0.07 s. Nella fase successiva dell'inversione non-lineare si è preferito, quindi, utilizzare come funzione caratteristica la funzione *semblance* delle forme d'onda riflesse. Il numero di parametri utilizzati per definire la superficie di discontinuità è stato di 9 e 17 parametri (figura 3.9).

La funzione *semblance* delle forme d'onda riflesse, così come definita anche in Vassallo e Zollo (2007), è stata calcolata utilizzando una finestra temporale di 0.2 s centrata sul tempo teorico di arrivo della fase riflessa.

Per effettuare l'inversione dell'interfaccia a 9 nodi è stato utilizzato un intervallo di profondità di 500 m. Questo valore è stato stimato in base ai residui calcolati per l'interfaccia a 5 nodi ed un valore di velocità media di 4.5 km/s. L'intervallo di profondità utilizzato per l'inversione a 17 nodi è stato invece calcolato sulle base degli errori stimati per il modello di interfaccia a 9 nodi. Ciò significa che intervalli di ricerca (profondità) più piccoli sono stati utilizzati per i parametri dell'interfaccia a 9 nodi che presentavano errori più bassi.

La figura 3.8b mostra i residui calcolati per l'interfaccia ritrovata con 5 nodi. Ad una distanza compresa tra 7 e 16 km lungo il profilo, i punti di impatto sono molto densi ed associati a residui bassi, compresi tra ± 0.1 s, e centrati sullo zero, come confermato anche dall'istogramma ad essi associato.

La figura 3.9 mostra infine i due modelli di interfaccia ritrovati utilizzando 9 e 17 nodi. I due modelli differiscono essenzialmente in due zone, quella compresa tra 8 e 10 km e quella compresa tra 14 e 17 km, dove l'interfaccia definita da 17 parametri appare più profonda di quella definita da 9 parametri.

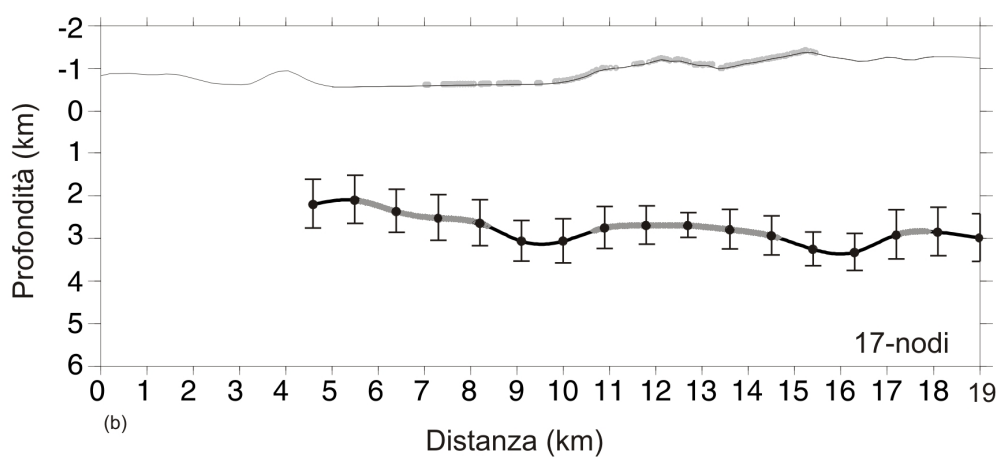
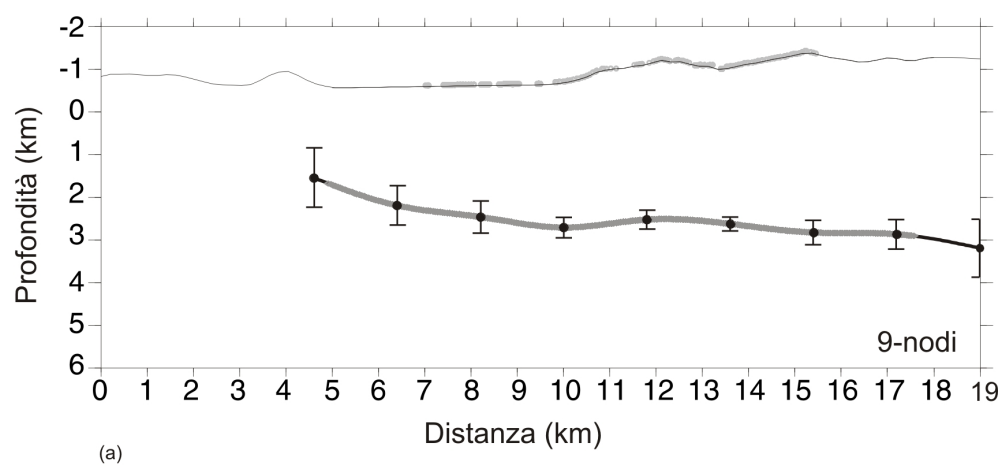


Figura 3.9: Interfacce definite da 9 (a) e 17 nodi (b) ritrovate utilizzando i dati delle forme d'onda riflesse. In grigio sono rappresentati i punti di impatto della fase riflessa modellata. Le barre verticali rappresentano gli errori calcolati per l'interfaccia a 5 nodi.

Così come ci si aspettava, quindi, all'aumentare del numero dei parametri è aumentata l'irregolarità dell'interfaccia in quanto sono state risolte variazioni a più alta frequenza.

3.2.4 Stima dell'errore

Al fine di stimare l'errore associato alla profondità ritrovata per ciascun nodo che definisce l'interfaccia, è stato effettuato uno studio locale della funzione *semblance*. La procedura utilizzata permette di calcolare i valori della funzione *semblance* nell'intorno della profondità di ciascun nodo del modello di interfaccia ritrovato. La variazione del valore di *semblance* per ogni nodo è stata stimata variando verticalmente la posizione di ciascuno di essi in un intervallo di profondità di ± 1000 m con un intervallo di campionamento di 50 m e mantenendo fisse le profondità degli altri nodi. L'incertezza nella profondità di ciascun nodo è stata stimata utilizzando l'equazione (3.3) e la procedura descritta nel precedente paragrafo 3.1.3 e proposta da Vassallo e Zollo (2007).

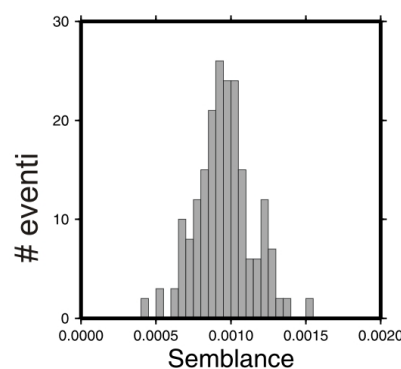


Figura 3.10: **Valori di *semblance* calcolati per 200 modelli casuali.**

La procedura utilizzata richiede la definizione di un valore di soglia della funzione *semblance*, definito Φ_s^{noise} , che nel caso del presente lavoro di tesi è stato stimato nel seguente modo. A partire da tutte le registrazioni disponibili, sono state estratte in maniera casuale 200 serie di 3969 finestre di segnale delle forme d'onda riflesse di ampiezza 0.2 s e per ogni serie di dati sono stati calcolati i valori di *semblance*. In questo modo si assume che la combinazione casuale delle forme d'onda estratte dall'intero *dataset* fornisce il valore minimo atteso per la funzione *semblance*. La figura 3.10 mostra la distribuzione dei valori di *semblance* ottenuti. Appare evidente che la distribuzione ritrovata presenta un andamento di tipo Gaussiano con un valore medio di 0.001. Questo valore è stato utilizzato come limite inferiore per l'analisi dell'incertezza basata sui grafici della *semblance* (linea tratteggiata nella figura 3.11). La figura 3.11 mostra due esempi di grafici della *semblance* che rappresentano i risultati ottenuti per un nodo la cui profondità è stata ben stimata e per un altro per il quale, invece, la stima non risulta altrettanto corretta. In entrambi i grafici il valore massimo della *semblance* è ritrovato in corrispondenza della profondità stimata del nodo (valore centrale del grafico). I grafici, però, differiscono per la forma della funzione. Una stima più incerta è associata ad un'ampiezza maggiore della funzione, quindi dall'analisi dei due grafici si evince che la profondità del VI nodo è meglio stimata rispetto a quella del IX nodo. In figura 3.9 sono riportati (barre verticali) gli errori di incertezza sulle profondità ritrovate per ciascun nodo calcolati sulla base dell'analisi di *semblance*, utilizzando, appunto, la (3.3). Dalla comparazione degli errori per le due interfacce si evince che generalmente l'interfaccia definita da 17

parametri presenta errori più elevati rispetto a quelli ritrovati per l'interfaccia definita da 9 parametri (497 e 381 metri rispettivamente).

Così come per il modello di velocità tomografico, anche in questo caso la scelta del miglior modello che descrive l'interfaccia è stata effettuata sulla base di un'analisi statistica utilizzando l'equazione (3.3), rappresentata dalla stima del valore del parametro dell'Akaike Information Criteria corretto (AIC_c), (Akaike, 1974, Hurvich *et al.*, 1989), per i modelli definiti da 9 e 17 nodi. I valori ritrovati risultano essere di 96 per il modello definito da 9 parametri e di 175 per quello definito, invece, da 17 parametri. In accordo, quindi, con quanto enunciato dal criterio dell' AIC_c , il modello descritto da 9 parametri è stato scelto come modello di interfaccia che meglio descrive la fase riflessa individuata.

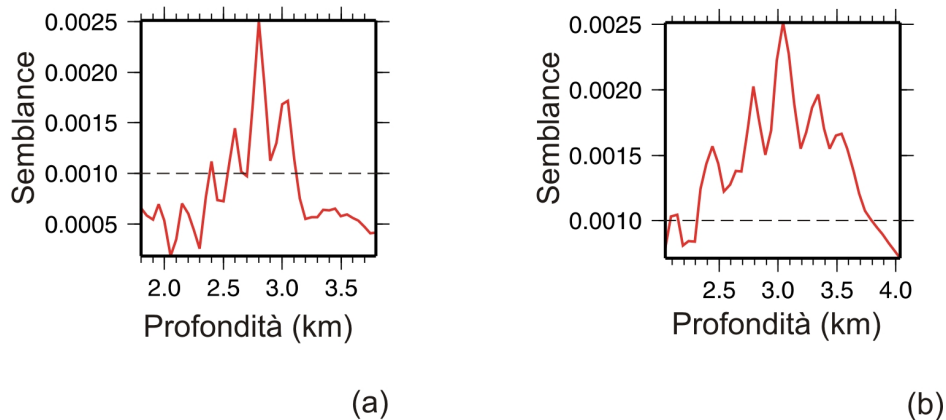


Figura 3.11: Grafici della funzione *semblance* mostrati per 2 nodi, rappresentativi dell'interfaccia; a) rappresenta il VI nodo e b) rappresenta il IX. La linea tratteggiata indica il livello di rumore utilizzato per il calcolo dell'errore.

3.2.5 Sezione finale *Zero-Time Move-Out*

Utilizzando il modello di interfaccia a 9 nodi ritrovato mediante l'inversione non-lineare dei dati delle forme d'onda riflesse è stata costruita una sezione *Zero-Time Move-Out*. La sezione, mostrata in figura 3.12 presenta un massimo della funzione *semblance* nell'intorno di zero secondi. La figura mostra inoltre che altre fasi risultano allineate a differenti tempi di arrivo. In particolare a circa -0.5 s è evidente una fase riflessa più superficiale tra le tracce 4300 e 4600, la cui posizione lungo il profilo corrisponde a circa 13 km. A questa fase, evidenziata dalle frecce bianche in figura 3.12, corrisponde anche un massimo nel grafico della *semblance* mostrato a lato della sezione stessa. Utilizzando un valore di velocità di 4.5 km/s ed il valore dei tempi opportunamente corretti, è stata ritrovata, per questa fase riflessa, una profondità media di circa 1 km al di sotto della superficie topografica. La profondità ritrovata risulta essere in buon accordo con la risalita di velocità dell'isolinea di 5.2 km/s evidenziato nel modello tomografico a circa 13 km lungo il profilo (figura 2.7d).

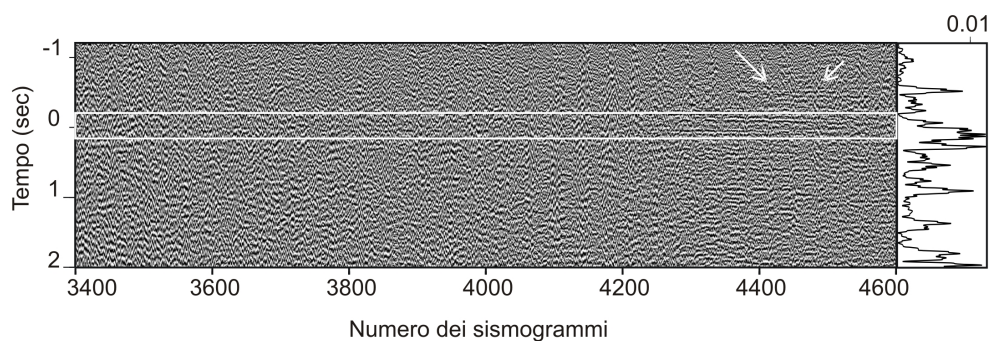


Figura 3.12: Zoom della sezione *Zero-Time Move-Out* ottenuta correggendo il tempo di ciascun sismogramma per il tempo di arrivo di una fase riflessa all'interfaccia modellata da 9 parametri.

4 SCATTERING

Le superfici di discontinuità presenti nel mezzo di propagazione che risultano avere una lunghezza d'onda più piccola della lunghezza d'onda dominante delle fasi incidenti generano dei fenomeni definiti di *scattering*. Lo studio e l'analisi delle fasi sismiche “scatterate” permette di definire in maniera più accurata le caratteristiche del mezzo attraverso il quale le onde sismiche si propagano in termini di caratteristiche geometriche e profondità delle superfici (punti) di *scattering*.

In conseguenza del principio fondamentale dell'ottica geometrica il comportamento cinematico del campo d'onda delle fasi difratte e delle fasi scatterate è simile. Secondo il principio di Huyghens ciascun punto di un fronte d'onda si comporta come una sorgente puntiforme secondaria di fronti d'onda sferici: La forma in cui evolve il fronte d'onda è data dall'involuppo di tutti i fronti d'onda sferici delle sorgenti secondarie. Per un'interfaccia riflessa continua solo le fasi secondarie che soddisfano le condizioni di riflessione (legge di Snell) danno un contributo significativo alle caratteristiche dei sismogrammi. Lo schema della figura 4.1 permette di confrontare differenti situazioni cinematiche: riflesse, difratte e scatterate. Dallo schema appare chiaro che un punto di scattering irradia energia sismica in ogni direzione dello spazio. L'angolo di scattering è definito come l'angolo tra il prolungamento della traiettoria del raggio incidente e quella del raggio scatterato. Le ampiezze

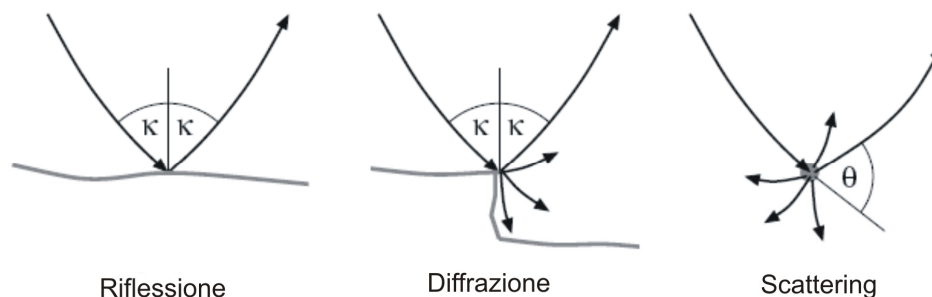


Figura 4.1: Rappresentazione schematica cinematica della traiettoria delle fasi riflesse, diffratte e scatterate. L'angolo θ è l'angolo di *scattering*.

delle fasi scatterate dipendono dal coseno dell'angolo di scattering θ e saranno, quindi, massime per angoli pari a 0° e a 180° .

Le caratteristiche degli scatteratori non sono, quindi, facilmente definibili da analisi di sismica a riflessione convenzionale (*i.e. Near Vertical*). La metodologia del *beamforming*, sviluppata negli ultimi anni, permette, invece, di migrare in profondità le fasi sismiche scatterate. Differenti autori hanno già utilizzato con successo le tecniche del *beamforming* per definire, ad esempio, le caratteristiche degli scatteratori presenti alla discontinuità mantello-nucleo all'interno della Terra (Krüger *et al.*, 1995). Maercklin *et al.*, (2004) hanno utilizzato la tecnica del *beamforming* per definire le caratteristiche della faglia di Arava nella regione compresa tra il Mar Morto ed il Mar Rosso, in Arabia, e ancora Maercklin (2007) ha utilizzato la stessa tecnica per definire le caratteristiche di scatteratori presenti ai Campi Flegrei analizzando dati di sismica attiva acquisiti durante l'esperimento Serapis del 2001.

Nel lavoro di ricerca presentato in questa tesi è stata utilizzata la tecnica del *beamforming* proposta da Maercklin *et al.* (2004) per analizzare fasi sismiche

scatterete a partire, però, da dati di sismica passiva relativi alla crisi bradisismica del 1982-84.

4.1 Beamforming

L'energia generata da una sorgente sismica, sia essa attiva o passiva, può essere registrata ad una serie di ricevitori e sui sismogrammi relativi è possibile individuare i tempi e le forme d'onda delle fasi sismiche primarie e secondarie che attraversano il mezzo di propagazione dalla sorgente al ricevitore.

L'idea sulla quale si basa la tecnica del *beamforming* proposta da Maercklin *et al.*, (2004), e illustrata in questo paragrafo, deriva dalla definizione di *beam*. Si definisce *beam* un segnale sismico ottenuto come somma (*stack*) di diversi sismogrammi i cui tempi di arrivo sono corretti per il tempo di arrivo di una fase sismica analizzata (Schweitzer *et al.*, 2002). Lo *stack* delle fasi coerenti permette di aumentare il rapporto segnale/rumore dei segnali sismici e può rendere, quindi, più evidenti fasi sismiche secondarie (fig. 4.2).

Il tempo di arrivo della fase scatterata è calcolato sommando il tempo di tragitto della fase sismica dalla sorgente allo scatteratore e dallo scatteratore alla sorgente. Il tempo così calcolato viene utilizzato come correzione di *move out* per i sismogrammi considerati (Yilmaz, 1987).

Nel caso in cui si utilizzino dati sismici reali piuttosto che sintetici, le fasi secondarie hanno, generalmente, ampiezze inferiori rispetto alle fasi dirette, e

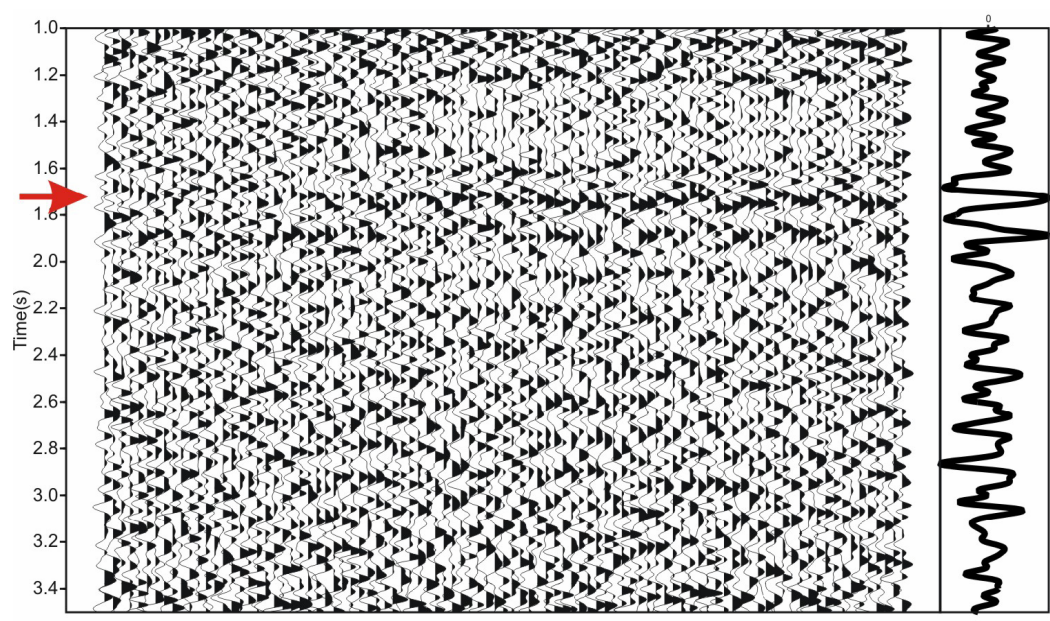


Figura 4.2: Il grafico di destra mostra il *beam* ottenuto dallo *stack* della sezione sismica mostrata a sinistra relativa a dati di sismica attiva acquisiti ai Campi Flegrei durante l'esperimento Serapis.

nella maggioranza dei casi, sono affetti da rumore. Se si utilizza come funzione somma delle tracce sismiche una funzione che tenga conto della coerenza dei segnali piuttosto che la funzione *stack* è possibile ottenere risultati migliori, in termini di ampiezza delle fasi analizzate. In altre parole le misure di coerenza risultano essere più efficaci per l'identificazione, sulle sezioni sismiche, di arrivi deboli (in termini di ampiezza) ma coerenti.

La stima della coerenza delle fasi sulle sezioni sismiche è effettuata utilizzando una funzione *semblance* del tipo:

$$NE_k = \frac{1}{M} \frac{\sum_{j=k-N/2}^{k+N/2} \left(\sum_{i=1}^M f_{ij} \right)^2}{\sum_{j=k-N/2}^{k+N/2} \sum_{i=1}^M f_{ij}^2} \quad (4.1)$$

nella quale M è il numero delle tracce allineate in una finestra di segnale di N campioni centrata sul campione k . Il termine f_{ij} è il valore di ampiezza dell' i -esima traccia al tempo j . La funzione *semblance* NE è una misura di semblance normalizzata per l'energia, così come definita da Neidell e Taner (1971) e da Yilmaz (2001). Le misure di coerenza sono effettuate su una finestra di segnale, la cui ampiezza dipende dalle caratteristiche della forma d'onda scatterata, centrata sul tempo di arrivo teorico della fase stessa. In caso di allineamento perfetto della fase scatterata lungo la curva di *travel time* il valore della *semblance* NE sarà massimo (uguale ad 1), in caso contrario, invece, sarà circa uguale a 0. Ciò significa che un alto valore di *semblance* ritrovato per la fase allineata dà informazioni sulla presenza di uno scatteratore alla profondità considerata.

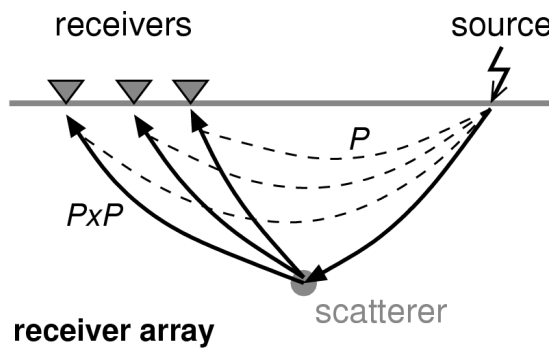


Figura 4.3: Schema semplificato illustrante una fase sismica diretta P e la fase PxP generata da un punto di *scattering*, in una configurazione con uno scoppio e 3 ricevitori.

La figura 4.3 mostra uno schema semplificato rappresentante la traiettoria delle fasi sismiche dirette (linee tratteggiate in figura e denominate dalla lettera P) e scatterate ad un punto di discontinuità (linee continue in figura e denominate PxP) per una sorgente e diversi ricevitori. La figura 4.4 mostra due sezioni sismiche sintetiche calcolate utilizzando un modello cinematico. Nella prima, si individua una fase sismica diretta P, con tempo di arrivo di circa 3.6 s, e una fase secondaria denominata PxP con un tempo di arrivo in un intervallo compreso tra 4.0 e 4.5 s. I tempi di arrivo delle fasi sismiche su questa sezione sono quelli reali calcolati, utilizzando la tecnica alle differenze finite, a partire dalle posizioni di sorgenti e ricevitori e conoscendo il mezzo di propagazione. La seconda sezione (*aligned* in figura 4.3) è stata invece ottenuta correggendo i tempi di arrivo della fase PxP per il tempo di arrivo di una fase scatterata. La sezione mostra la fase scatterata allineata a 0 s. Nella parte destra di questa sezione è mostrato il *beam* PxP della sezione ottenuto effettuando un'analisi di *semblance* della stessa. Questo tipo di analisi permette di aumentare l'ampiezza della fase scatterata rispetto alla fase diretta P e, nel caso reale, rispetto ad altre fasi secondarie, che non essendo allineate coerentemente si sommano distruttivamente.

Il metodo di *beamforming* proposto da Maercklin *et al.*, (2004) necessita di un modello di velocità precedentemente definito per il calcolo dei tempi di arrivo teorici.

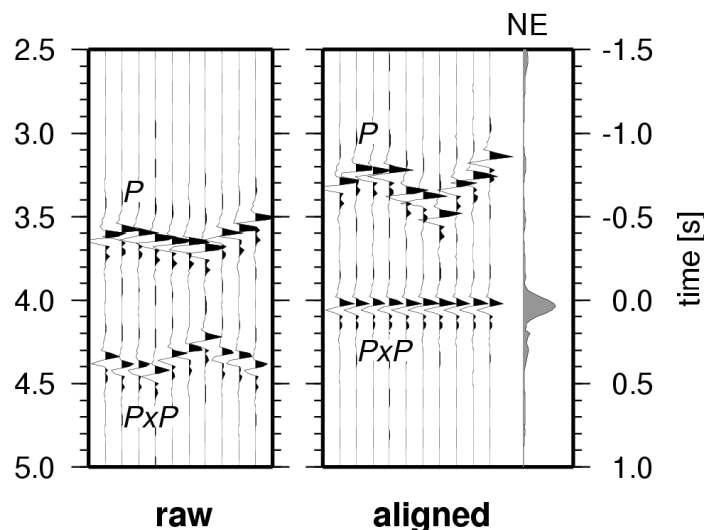


Figura 4.4: Sezioni sismiche sintetiche. **raw**: sezione sismica brutta. **aligned**: sezione sismica i cui tempi di arrivo di ciascun sismogramma sono stati corretti per i tempi di arrivo calcolati per uno scatteratore. Il pannello di destra mostra la funzione *semblance* ottenuta per questa sezione in cui è chiara la presenza di una fase scatterata coerente allineata a 0 s.

I

4.2 Applicazione a dati di sismica passiva: Campi Flegrei

La tecnica del *beamforming* descritta nel paragrafo precedente è stata applicata a dati acquisiti durante la crisi bradisismica del 1982-84 avvenuta nell'area vulcanica dei Campi Flegrei. Sono stati analizzati i dati degli eventi acquisiti dalla rete sismica temporanea dell'università del Wisconsin e della rete dell'Osservatorio Vesuviano (Capitolo 1), allo scopo di effettuare un'analisi preliminare che ha permesso di definire, in prima approssimazione, le caratteristiche geometriche e la profondità di superfici di *scattering* nell'area investigata.

4.2.1 Localizzazione degli eventi

La localizzazione degli eventi sismici registrati durante la crisi bradisismica del 1982-84, è stata effettuata utilizzando un modello di velocità 1D. In particolare, a partire dal modello di velocità 3D ottenuto per i golfi di Napoli e Pozzuoli da Judenherc *et al.*, (2004) ed utilizzando anche il modello di velocità 3D proposto da Dello Iacono *et al.*, (2007) per i Campi Flegrei, è stato costruito un modello di velocità monodimensionale per le onde P per l'area dei Campi Flegrei. Il modello, riportato in Tabella 4.1, è stato costruito a partire

Profondità (km)	Velocità delle onde P (km/s)
0.0	1.3
0.1	1.40
0.4	2.2
1.0	2.7
1.7	3.4
2.6	4.4
3.4	5.3
4.1	5.8
5.9	6.2
7.1	6.3

Tabella 4.1: Modello di velocità 1D per le onde P utilizzato per la localizzazione dei terremoti della crisi bradisismica del 1982-84.

dalle velocità dei modelli 3D. I valori di velocità per profondità maggiori ai circa 4 km rispetto a quelle proposte per i modelli di Judenherc *et al.*, (2004) e di Dello Iacono *et al.*, (2007), sono stati ottenuti utilizzando un gradiente di 0.2 km/s fino a 6 km di profondità e di 0.1 km/s per profondità maggiori. I valori di velocità per le onde S, necessarie per i calcoli di localizzazione, sono stati stimati utilizzando un rapporto V_p/V_s costante pari a 1.73.

Gli eventi sismici utilizzati in questo lavoro sono quelli del *dataset* di Satriano *et al.*, (2006) costruito a partire da un totale 726 eventi, e selezionandone 319 utilizzando la tecnica proposta da Lomax *et al.*, (2001) che permette una selezione *a posteriori* in base alla qualità delle localizzazioni effettuate. La localizzazione degli eventi effettuata in questo lavoro di ricerca (figura 4.5), è stata effettuata utilizzando il codice di calcolo Hypo71 (Lee *et al.*, 1975). La maggior parte dei terremoti localizzati in questo lavoro di ricerca presenta una profondità inferiore a 4 km e localizzazioni prevalentemente nell'area della Solfatara. Le localizzazioni effettuate (fig. 4.4) risultano essere compatibili con quelle effettuate da Satriano *et al.*, (2006) e da Vanorio *et al.*, (2005). La necessità di rilocalizzare i terremoti è legata alla necessità di ridurre al minimo gli errori conseguenti all'utilizzo di modelli di velocità differenti per il calcolo degli ipocentri e del tempo origine dei terremoti e per il calcolo dei tempi di arrivo teorici per le fasi scatterate.

Le informazioni relative a ciascun evento (latitudine, longitudine, profondità e tempo origine) sono state inserite, nell'*header* di ciascuna registrazione in modo da completare le informazioni per ciascun sismogramma.

I 319 eventi rilocalizzati hanno rappresentato il *dataset* utilizzato durante questo lavoro di ricerca per ritrovare la geometria e la profondità di superfici di scattering nell'area dei Campi Flegrei.

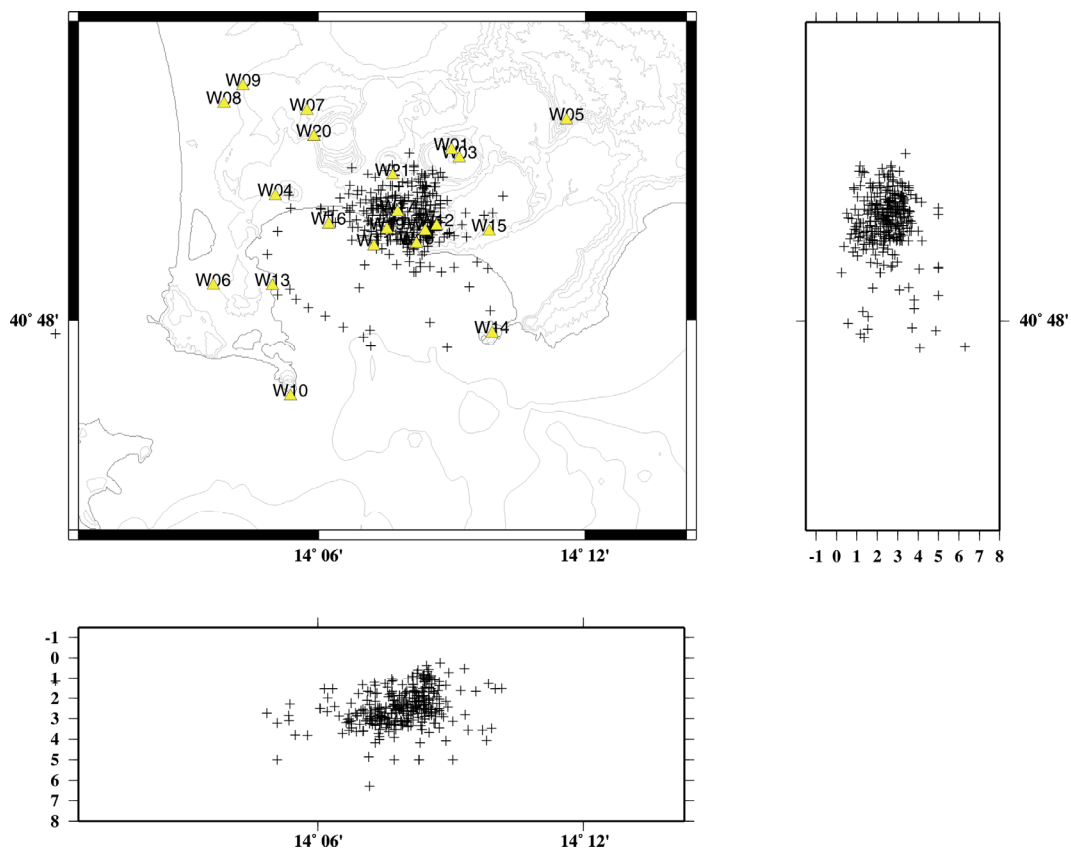


Figura 4.5: Localizzazione dei 319 eventi selezionati dall'intero *dataset* degli eventi della crisi bradisismica del 1982-94 ai Campi Flegrei. I terremoti sono rappresentati in nero, mentre in giallo è riportata la posizione delle 21 stazioni di registrazione.

4.2.2 Applicazione a dati di sismica passiva: Campi Flegrei

A partire dall'intero *dataset* utilizzato è stato effettuato uno studio del contenuto in frequenza dei segnali in termini di spettro di Fourier. Questo studio ha permesso di definire un intervallo di frequenze caratteristico dei segnali acquisiti che è stato utilizzato per selezionare un filtro passa-banda tra 0.5 ed 8 Hz. È stata sviluppata una procedura automatica che ha permesso di elaborare i

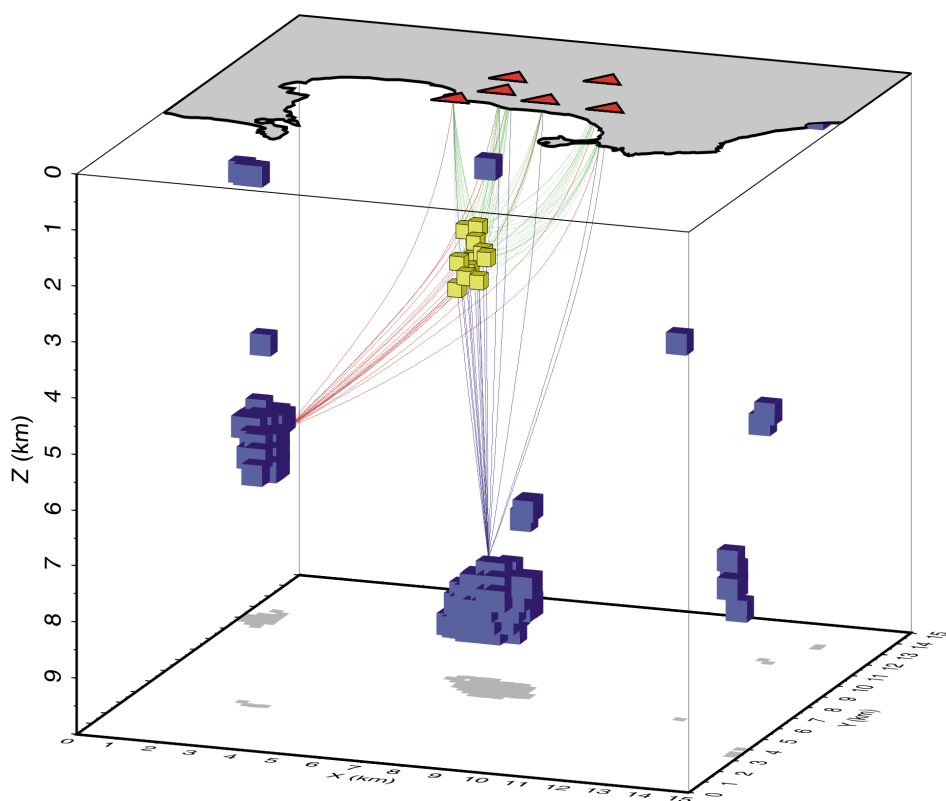


Figura 4.6: Modello3D nel quale sono riportati i punti di *scattering* calcolati a partire dai sismogrammi relativi agli eventi sismici selezionati. I cubi gialli rappresentano la posizione degli eventi sismici, i cubi in blu rappresentano le posizioni dei punti di *scattering*, i triangoli rossi rappresentano invece la posizione delle stazioni di registrazione. Infine in verde è rappresentata la traiettoria dei raggi sismici per le fasi dirette, in rosso per l'area di *scattering* posizionata a circa 6.5 km di profondità e infine in blu quella per l'area posizionata a circa 8 km.

dati applicando, alle sezioni sismiche CSP costruite, il filtro selezionato ed una normalizzazione per l'ampiezza massima di ciascuna traccia allo scopo di aumentare l'ampiezza delle fasi secondarie. Successivamente su tutte le sezioni sismiche CSP costruite è stata effettuata un'analisi preliminare al fine di selezionare le sezioni sismiche che presentavano il rapporto segnale rumore più elevato.

La metodologia di *beamforming* illustrata nel paragrafo precedente è stata applicata ad 11 delle sezioni sismiche CSP costruite, utilizzando le sole componenti verticali delle registrazioni disponibili, selezionate in maniera tale da effettuare un'analisi preliminare che desse informazioni sulla presenza di superfici di *scattering* nell'area investigata. Il modello di velocità utilizzato nella procedura del *beamforming* è quello utilizzato per la localizzazione dei terremoti (tabella 4.1). Il modello di velocità è stato suddiviso in celle di $200 \times 200 \times 250 \text{ m}^3$. Il calcolo della funzione *semblance* è stato effettuato utilizzando una finestra temporale di 0.25 s. Di tutti i sismogrammi contenuti nelle 11 sezioni CSP selezionate, sono stati utilizzati soltanto quelli registrati da stazioni sismiche prossime. Questa selezione è stata effettuata per includere nella stima di *semblance* soltanto le fasi scatterate più ampie e con una forma d'onda simile. Nella figura 4.6 è rappresentati in 3D il modello di propagazione nel quale sono mostrate le posizioni dei terremoti e delle stazioni utilizzate, nonché la traiettoria delle fasi dirette e scatterate a due aree di scattering posizionate a circa 6.5 km ed a circa 8 km di profondità. La figura 4.7 mostra le sezioni sismiche i cui tempi sono stati corretti per i tempi associati alle fasi dirette e scatterate. Il grafico della *semblance* della figura 4.7a mostra un massimo relativo molto ampio associato alle fasi dirette che presentano un andamento variabile intorno a 0 s, anche se coerente, sulla sezione sismica corretta. La presenza di altri massimi nel grafico

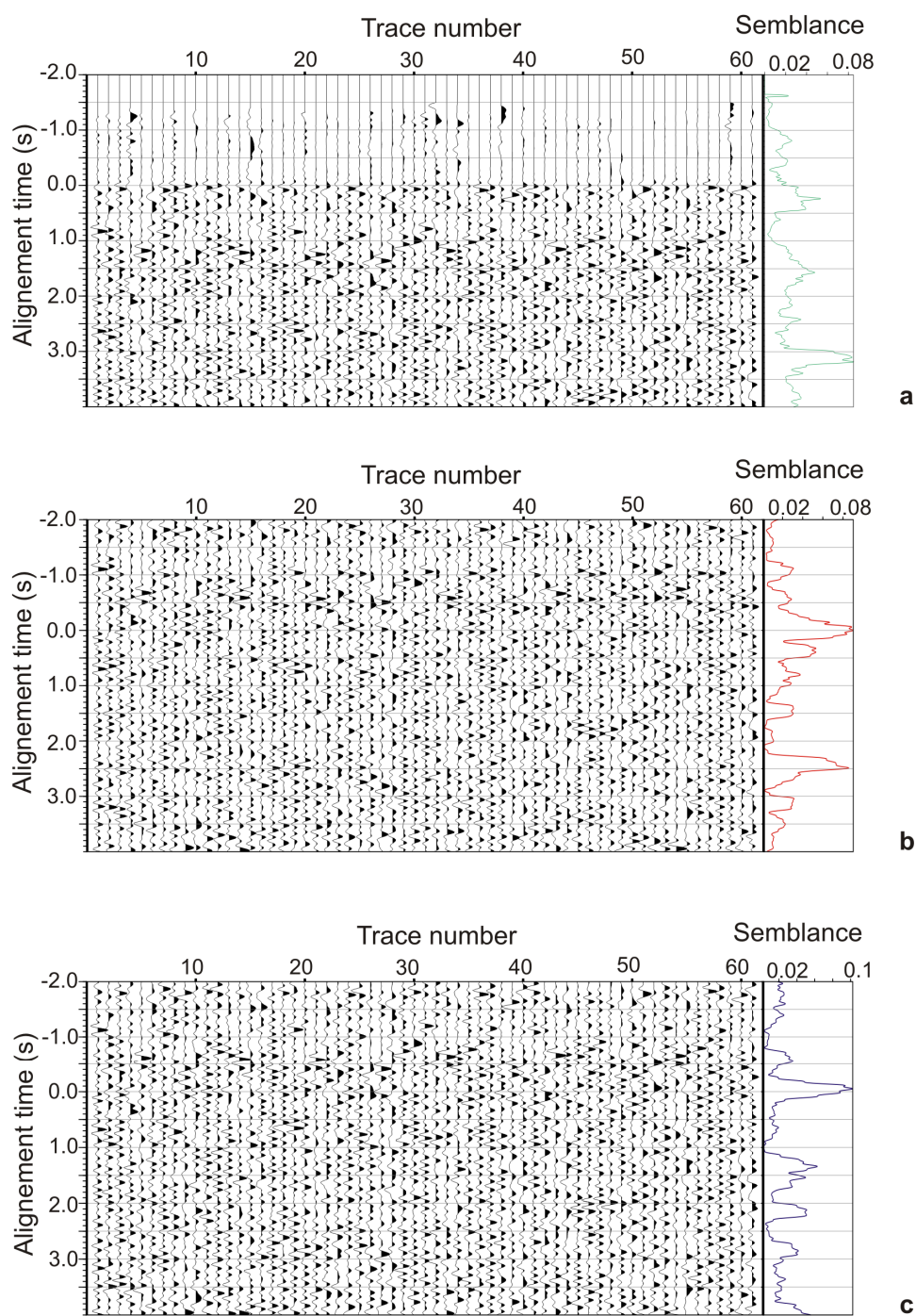


Figura 4.7: Sezioni sismiche corrette, e grafico della *semblance* ad esse associato, per i tempi calcolati per la fase diretta (a); per la fase secondaria associata all'area di scattering posizionata posto a circa 6.5 km di profondità (b) e per quella posizionata a circa 8 km di profondità(c).

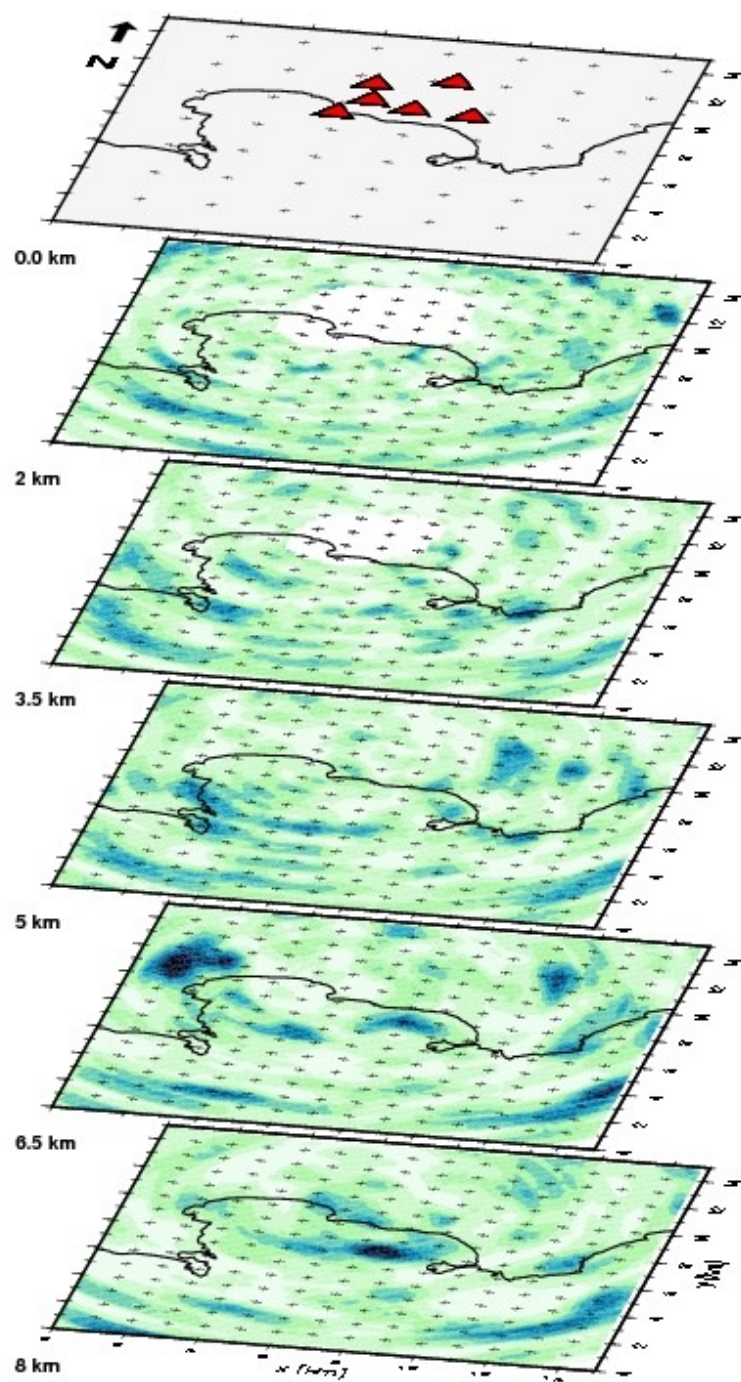


Figura 4.8: Rappresentazione “a strati” dei valori di *semblance* ottenuti per l’area analizzata.

della *semblance* fornisce informazioni sulla presenza di fasi sismiche secondarie. La figura 4.7b mostra la sezione sismica corretta per i tempi calcolati per la fase scatterata proveniente da un'area di *scattering* a circa 6.5 km di profondità. Dall'analisi del grafico della *semblance* associato alla sezione sismica corretta è presente un massimo assoluto a 0 s corrispondente ad una fase scatterata riconoscibile sulla sezione sismica. La figura 4.7c mostra, infine, i risultati ottenuti per uno scatteratore posto ad una profondità di circa 8 km. Alla sezione sismica costruita utilizzando i tempi associati a questo scatteratore è associato il grafico della *semblance* nel quale è evidente un massimo assoluto a 0 s corrispondente ad una fase scatterata non molto evidente, sulla sezione sismica, a causa della forma d'onda.

Infine la figura 4.8 mostra i valori di *semblance* calcolati per differenti profondità. Le aree in blu della figura rappresentano i valori massimi di *semblance* mentre le aree in bianco rappresentano le zone attraversate dalle fasi dirette. Dall'analisi della figura sono evidenti due aree di massimo della *semblance* rispettivamente a 6.5 e 8 km, coincidenti appunto con le posizioni degli scatteratori. Questo tipo di rappresentazione permette di avere un'idea sulla disposizione spaziale e sulla forma delle superfici di *scattering* analizzate.

DISCUSSIONI

L'analisi dei dati di sismica attiva ha permesso di ottenere un modello strutturale completo per l'area della Val d'Agri. Ciò significa che l'approccio integrato sviluppato in questo lavoro di ricerca ha permesso di ottenere un modello di velocità delle onde P dall'inversione dei tempi di primo arrivo e le caratteristiche di una superficie di riflessione dall'inversione dei tempi e dei dati di una fase riflessa riconosciuta sulle sezioni CMP costruite.

Il modello tomografico ottenuto per l'area della Val d'Agri presenta eterogeneità nel campo di velocità sia in profondità che lateralmente così come ci si aspettava per un'area così complessa. In particolare l'andamento che è più evidente nel modello presentato in figura 2.7d è la repentina risalita dell'isolinea di velocità di 5.2 km/s ad una distanza di circa 11 km lungo il profilo di acquisizione, che porta questa isolinea da una profondità di circa 2.5 km fino al livello del mare.

La veridicità di questo andamento è stata analizzata effettuando un *test* a geometria fissata che ha permesso di comprovare la geometria ritrovata. I valori di velocità ritrovati danno informazioni sui differenti litotipi presenti in profondità. In particolare valori di velocità delle onde P in un intervallo compreso tra 5.0 e 6.0 km/s testimoniano la presenza di depositi carbonatici, mentre l'intervallo compreso tra 3.5 e 4.0 km/s è compatibile con depositi terrigeni.

Il modello di interfaccia ritrovato invece mediante l'inversione dei tempi e dei dati delle forme d'onda per la fase riflessa riconosciuta sulle sezioni CMP prima e sulla sezione ZTMO in seconda analisi, presenta una geometria non molto complessa, almeno per ciò che riguarda le lunghezze d'onda superiori ad 1.5 km, ed un'immersione in direzione Nord-Est, compatibile con i tempi letti (fig. 3.6). La profondità della superficie riflessa modellata è compresa tra i 2 ed i 3 km sotto il livello del mare e la sua morfologia segue l'andamento dell'isolinea di 5.2 km/s fino ad una distanza di circa 11 km lungo il profilo. Per distanze maggiori, la superficie riflessa si approfondisce fino a 3 km sotto il livello del mare, mentre l'isolinea risale.

Il modello strutturale ottenuto in questo lavoro di ricerca è stato sovrapposto al modello strutturale proposto da Dell'Aversana *et al.* (2002) e mostrato in figura 1.1.

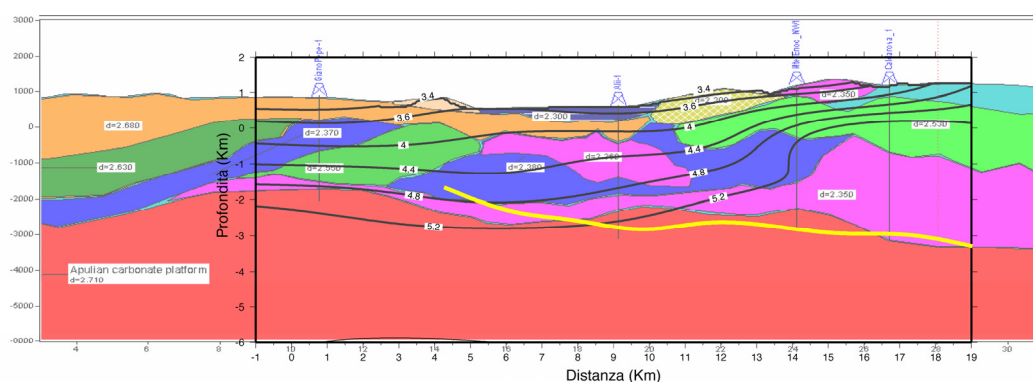


Figura 1: Modello strutturale proposto da Dell'Aversana *et al.*, 2002 e sovrapposizione del modello strutturale ottenuto in questo lavoro. Per la legenda del modello strutturale di Dell'Aversana *et al.*, 2002, si rimanda alla figura 1.1. In questa figura vengono mostrate le isolinee principali del modello di velocità ritrovato, e l'interfaccia riflessa modellata è rappresentata dalla linea gialla.

Dalla sovrapposizione dei modelli strutturali (fig. 1) si nota che l'isolinea di 5.2 km/s segue coerentemente l'andamento della superficie superiore del litotipo indicato come Piattaforma Carbonatica Apula fino ad una distanza di circa 11 km lungo il profilo per poi risalire e raggiungere una profondità compatibile con il litotipo identificato come un deposito terrigeno a componente prevalentemente carbonatica facente parte dell'unità Lagonegrese. Inoltre le isolinee di 3.4-3.6 km/s presentano una profondità ed un andamento compatibile con i depositi alluvionali Plio-Pleistocenici affioranti nell'area di bacino nonché con i depositi a prevalente componente sabbiosa e marnosa riferibili al *flysh* di "Gorgoglione" ed affioranti nell'area Nord-Est del profilo. La presenza dei depositi a componente argillosa compresi tra la Piattaforma Carbonatica Apula e i depositi Lagonegresi a componente carbonatica, non è messa in evidenza dal modello di velocità ritrovato in quanto non ci sono raggi sismici che attraversano questa area a causa della traiettoria determinata prevalentemente dai depositi carbonatici (fig. 2), che riflettono la maggior parte dell'energia sismica primaria lasciandone soltanto una minima percentuale in trasmissione. La figura 2 mostra che tutti i raggi sismici, calcolati a partire dai tempi di primo arrivo letti, attraversano il modello tomografico fino all'isolinea di 5.2 km/s, ciò significa che la struttura più profonda dell'area investigata deve necessariamente essere determinata utilizzando differenti informazioni reperibili sui sismogrammi acquisiti (fasi secondarie).

La figura 1 mostra, inoltre, che l'interfaccia riflessa ottenuta dall'inversione dei tempi e dei dati delle forme d'onda riflesse è compatibile con la geometria del limite stratigrafico superiore della Piattaforma Carbonatica Apula. In particolare

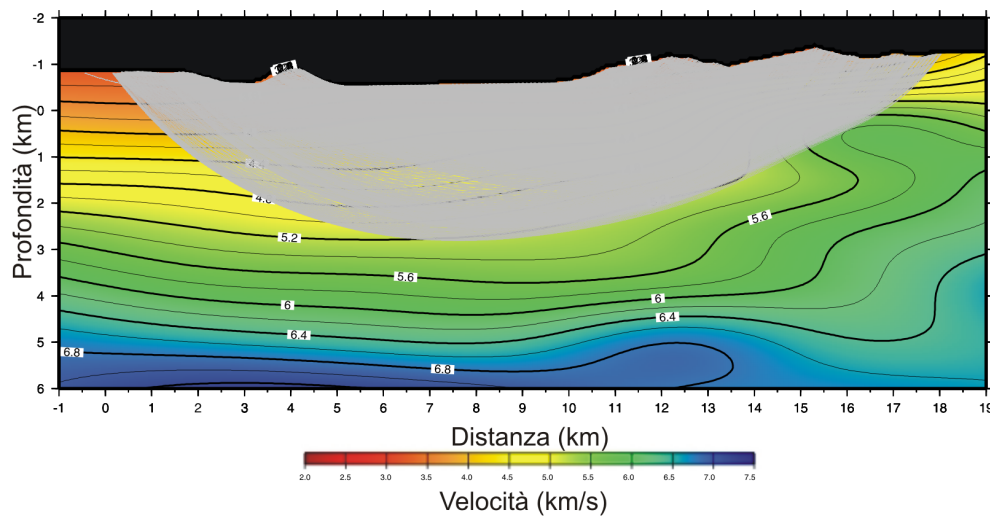


Figura 2: rappresentazione dei raggi sismici nel modello tomografico finale ritrovato (fig. 2.7d).

per distanze superiori agli 11 km lungo il profilo questa interfaccia non segue la risalita dell'isolinea di 5.2 km/s bensì è compatibile con l'approfondimento stimato a partire dai dati di pozzo per il limite superiore dell'Apula. In particolare la proiezione (fatta da Dell'Aversana *et al.*, 2002) dei tre pozzi per esplorazione di idrocarburi a 9, 14 e 17 km lungo il profilo mostra chiaramente come la profondità, e quindi anche la geometria, di questa interfaccia sia stata stimata in maniera realistica dalla procedura di inversione utilizzata. Gli errori sulla stima della profondità sono dell'ordine massimo, infatti, delle poche centinaia di metri. La forma d'onda della fase riflessa modellata (fig. 3.5) è compatibile sia in forma che in ampiezza con la forma d'onda analizzata da Shiner *et al.*, 2004, che individuano la fase riflessa associata alla Piattaforma Carbonatica Apula, su un gran numero di sezioni di sismica a riflessione acquisite in Val d'Agri. Questi autori basandosi, oltre che su dati di sismica a riflessione anche su dati di pozzo, identificano questo evento riflesso come il

marker del *top* della Piattaforma Carbonatica Apula. In definitiva, quindi, in accordo con le interpretazioni strutturali proposte da altri autori (Menardi Noguera e Rea, 2000; Casero *et al.*, 1991; Mostardini e Merlini, 1986; Mazzotti *et al.*, 2000; Shiner *et al.*, 2004 e tutta la bibliografia da questi proposta), nonché con l'interpretazione fornita da Dell'Aversana *et al.*, 2002 e 2003, è possibile affermare che l'evento riflesso P-to-P modellato è associabile con il *top* della Piattaforma Carbonatica Apula, che rappresenta la superficie riflessa più importante (*target*) di tutte le indagini per esplorazione di idrocarburi effettuate nell'area della Val d'Agri.

Infine dall'analisi della sezione *Zero-Time Move-Out* finale presentata in figura 3.12, si notano eventi riflessi secondari che presentano dei massimi relativi evidenti nel grafico della *semblance*. In particolare per l'evento con un tempo di -0.5 s (indicate in figura dalle frecce bianche) è stata stimata una profondità di circa 1 km al di sotto della superficie topografica. Analizzando, ancora una volta, il modello strutturale di Dell'Aversana *et al.* 2002 (fig. 1.1), si vede come questa profondità sia compatibile innanzitutto con la risalita dell'isolinea di 5.2 km/s e poi con la profondità del deposito Lagonegrese a prevalente componente carbonatica (fig. 1). In definitiva è possibile affermare che questo secondo evento riflesso è interpretabile come superficie riflessa associata al deposito carbonatico dell'unità Lagonegrese in accordo con analisi di geologia di superficie e dati di pozzo (Mazzoli, comunicazione personale; Improta *et al.*, 2002).

L'analisi degli eventi della crisi bradisismica dei Campi Flegrei registrati nel periodo 1982-84 ha permesso di ottenere un modello strutturale preliminare in termini di definizione di aree di *scattering*.

Il modello di propagazione costruito, a partire dalle sole componenti verticali degli eventi (fig. ..), mostra differenti aree di *scattering* a varie profondità aventi differenti dimensioni (estensione laterale e verticale). In particolare tra le differenti aree individuate quelle per le quali sono stati calcolati i massimi dei valori di semblance (fig. ..) sono quelle posizionate a circa 6.5 ed a circa 8 km di profondità. L'analisi della figura 4.8 permette di formulare anche una prima ipotesi sull'estensione verticale delle due aree ritrovate. In particolare, per ciò che riguarda l'area di scattering ritrovata ad una profondità di circa 6.5 km, l'analisi della slide a 6 km in concomitanza con le due adiacenti, si può affermare che quest'area di scattering è confinata in questa slide, quindi la sua estensione in profondità è inferiore ai 3 km. Invece se si analizza la slide a 8 km si vede chiaramente il massimo situato nell'area centrale del golfo di Pozzuoli al quale corrisponde un massimo relativo nella slide adiacente superiore. Ciò permette di affermare che quest'area di scattering ha un'estensione verticale minima di 1.5 km al di sopra degli 8 km di profondità. Un'interpretazione preliminare di quest'area di scattering può essere effettuata basandosi sulle indagini, in particolare di sismica a riflessione, effettuate per l'area dei Campi Flegrei. Recenti studi di sismica a riflessione (Zollo *et al.*, 2007) hanno evidenziato la presenza di una fase sismica riflessa ad una profondità maggiore di 7.5 km, associata al *top* di uno strato a bassa velocità. Inoltre strutture profonde nell'area dei Campi Flegrei sono state evidenziate da studi geochimici recenti che hanno permesso di individuare un'area di passaggio di fase (cristallizzazione), a circa 9 km di profondità, per le rocce del tipo shoshonite (Mangiacapra *et al.*, 2007).

CONCLUSIONI

In questo lavoro abbiamo testato una nuova tecnologia che permette di ottenere informazioni realistiche sulle strutture della crosta superiore anche in ambienti geologici molto complessi come l'Appennino Meridionale. Questa tecnica consiste in una procedura che a partire dai dati sismici acquisiti permette di ottenere informazioni in termini di distribuzione di velocità e caratteristiche (geometria e profondità) di eventi riflessi e scatterati.

Il metodo tomografico è basato sul calcolo di una funzione pdf *a posteriori* per la valutazione dei parametri del modello (velocità sismiche ai nodi della griglia) utilizzando un approccio di tipo Bayesiano. I dati sono rappresentati dalle letture dei tempi di primo arrivo e il modello che massimizza la pdf è ricercato utilizzando un metodo di ottimizzazione non lineare e un approccio multi-scala. La profondità e la morfologia delle discontinuità sismiche riflesse presenti in un modello di velocità a grande scala, sono ottenute utilizzando una tecnica di inversione che combina i dati dei tempi di arrivo e delle forme d'onda delle fasi riflesse utilizzando una tecnica di ottimizzazione non-lineare e un approccio multi-scala (Vassallo e Zollo, 2007). Quest'ultima utilizza due tipi di *objective functions*: la norma L_2 , basata sui tempi di primo arrivo letti, e la funzione *semblance* basata, invece, sulla coerenza laterale delle forme d'onda riflesse. Sia il metodo tomografico che il metodo di inversione delle interfacce permette di includere la topografia nelle procedure di inversione. Questa possibilità

rappresenta un grosso vantaggio in quanto permette di evitare di utilizzare le correzioni statiche, come richiesto, invece, dalle tecniche di migrazione classiche. Ciò è particolarmente utile in ambienti geologici complessi che presentano superfici topografiche irregolari in cui le variazioni di velocità, in prossimità della superficie, spesso impediscono accurati calcoli dei tempi di arrivo teorici necessari per effettuare le correzioni statiche.

Il metodo tomografico ed il metodo di inversione delle interfacce, è stato applicato a dati acquisiti utilizzando una geometria di tipo *global offset* in Appennino meridionale. In questo lavoro di ricerca abbiamo dimostrato che l'utilizzo di differenti tipologie di organizzazione dei dati (CSP, CMP, ZTMO) può semplificare l'identificazione degli eventi riflessi in ambienti geologici complessi come ad esempio le regioni di *thrust belts*.

Nella procedura di inversione delle interfacce, un limite è rappresentato dalle variazioni, sia nel campo di velocità che riguardo la geometria dell'interfaccia, che hanno una lunghezza d'onda inferiore a quella massima ritrovata; nel caso di questo lavoro di ricerca, per il modello tomografico, dell'ordine di 2.5 km in direzione orizzontale e di 1 km in direzione verticale. Questo limite è rappresentato dal fatto che fasi sismiche differenti potrebbero avere differenze nei tempi di arrivo molto piccole. Ciò comporta errori nel calcolo dei tempi di arrivo delle fasi, e quindi nella loro individuazione sulle sezioni sismiche, se si usasse la funzione *semblance* anche nelle prime serie di inversione dell'interfaccia. In questo caso, quindi, la procedura di inversione dell'interfaccia non può essere totalmente indipendente dall'intervento umano, ma è necessario effettuare un pick preliminare dei tempi di arrivo riflessi.

L'analisi dei dati di sismica passiva ha permesso, invece, di ottenere un modello strutturale preliminare, in termini di superfici di *scattering*, per l'area dei Campi Flegrei.

La metodologia del *beamforming* utilizzata in questo lavoro di ricerca ha permesso di identificare, almeno in maniera preliminare, due aree di *scattering* posizionate a circa 6.5 ed a circa 8 km di profondità per le quali si ha il massimo del valore di *semblance*. La tecnica del *beamforming* è stata utilizzata in questo lavoro di ricerca è stata adattata al fine di poter utilizzare i dati di sismica passiva per i quali la posizione delle sorgenti è profonda rispetto a quella delle stazioni di registrazione. La tecnica utilizzata permette di includere la topografia nel calcolo dei tempi teorici e quindi permette di evitare errori legati alle correzioni statiche. Un limite è però rappresentato dalla necessità di utilizzare un modello di velocità 1D tipo gradiente. Un primo sviluppo futuro di questa tecnica è rappresentato dalla possibilità di considerare un modello di velocità 1D che includa le interfacce. Nel futuro è lecito ipotizzare di poter includere modelli di velocità più complessi (2D e 3D), e quindi più realistici, per il calcolo dei tempi teorici. Infine la tecnica del *beamforming* presentata e discussa in questo lavoro di tesi sarà utilizzata, nell'immediato futuro, non soltanto per analizzare le componenti verticali degli eventi della crisi del 1982-84, ma anche quelle orizzontali, al fine di considerare il massimo dell'energia sismica irradiata dalla sorgente.

In definitiva è possibile affermare che l'approccio integrato sviluppato in questo lavoro di ricerca permette di definire in maniera accurata modelli strutturali per le aree investigate anche se queste risultano essere molto complesse (*thrust belt* e/o vulcaniche). L'applicazione effettuata a due contesti geologici sostanzialmente differenti ha permesso di validare l'efficacia delle

metodologie sviluppate anche in casi di acquisizione dei dati non regolare (regioni vulcaniche). Inoltre considerando le differenti qualità dei dati utilizzati e i buoni risultati ottenuti, si può affermare che l'uso delle differenti procedure rappresenta uno strumento molto potente per determinare, definire e caratterizzare le strutture sismogenetiche.

La conoscenza delle strutture sismogenetiche rappresenta un punto fondamentale nelle valutazioni di Pericolosità Sismica in quanto migliora le procedure di localizzazione dei terremoti, nonché le stime dei meccanismo focale e momento/magnitudo che permettono di valutare in maniera accurata i parametri del moto del suolo (ad esempio la Peak Ground Acceleration, PGA) che assumono notevole importanza anche da un punto di vista ingegneristico.

Nelle applicazioni di *Early Warning*, la conoscenza accurata del modello strutturale assume notevole importanza in quando le stime di localizzazione vengono effettuate *on-line*. Ciò significa che la stima dei parametri di sorgente può essere effettuata utilizzando soltanto i primi secondi di registrazione dell'evento (Kanamori *et al.*, 1997) a differenza di quanto avviene per le stime *off-line* per le quali è possibile stimare i parametri dell'evento a partire dalla conoscenza di registrazioni complete dell'evento stesso.

In particolare i sistemi di *Early Warning* devono essere in grado di fornire stime probabilistiche riguardo alla localizzazione ed alla magnitudo dei terremoti potenzialmente distruttivi entro pochi secondi dalla prima registrazione. Le localizzazioni possono essere stimate con tecniche probabilistiche basate sulla caratterizzazione del modello di velocità in termini di volumi aventi la stessa probabilità di contenere l'ipocentro del terremoto (celle di Voronoi), che sono costruite sulla base dell'ordine di arrivo delle fasi P a differenti stazioni di

registrazione e soprattutto del modello strutturale, conosciuto *a priori* (Horiuchi S. *et al.*, 2005; Satriano *et al.*, 2006).

BIBLIOGRAFIA

Akaike H. 1974. A new look at the statistical model identification. IEEE Trans. Autom. Contr., 6, 716-723.

Aster R. C., Meyer R. P., (1988). Three-dimensional velocity structure and hypocenter distribution in the Campi Flegrei caldera, Italy. Tectonophysics 149, 195-218.

Benedetti L., Tapponnier P., King G.C.P., Piccardi L., (1998). Surface Rupture of the 1857 Southern Italian Earthquake? Terra Nova 10 (4), 206–210.

Benz H. M., Chouet B. A., Dawson P. B., Lahr J. C., Page R. A. Hole J. A., (1996). Three-dimensional P and S wave velocity structure of Rebut Volcano, Alaska. J. Geoph. Res., 101, B4, 8111-8128.

Berryman, J. G., 1990. Lecture notes on nonlinear inversion and tomography. Lawrence Livermore Natl. Lab. Rep., UCRL-LR-105358.

Bijward H., Spakman W & Engdahl E. R., 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography. J. Geophys. Res., 103, 30055-30078.

Boschetti F., Dentith M.C., List R.D. 1996. Inversion of seismic refraction data using genetic algorithm. Geophysics, 61, 1715-1727.

Bunks C., Salick F. M., Zaleski S. and Chavent G., 1995. Multi-scale seismic waveform inversion. Geophysics, 60, 1457-1473.

Casero P., Roure F., Endignoux L., Moretti I., Müller C., Sage L. e Vially R., 1988. Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines. Mem. Soc. Geol. It., 41, 109-120.

Capuano P., Russo G., Vanorio T., Prevete R., Auger E., Bonagura M., Caielli G., Convertito V., Damiano N., D'Auria L., Emolo A., Lovisa L., Moretti M., (2006). 1984 Campi Flegrei seismic waveforms compilation. In Geophysical exploration of the Campi Flegrei (Southern Italy) Caldera' Interiors: Data, Methods and Results.

Cavanaugh J. E. (1997). Unifying the derivation for the Akaike and corrected Akaike Information Criteria. Stat. Probabil. Lett., 33, 201-208.

Cello G., Gambini R., Mazzoli S., Read A., Tondi E., Zucconi V., (2000). Fault zone characteristics and scaling properties of the Val d'Agri Fault System (Southern Apennines, Italy), Journal of Geodynamics, 29, 293-307.

Cornell C. A., 1968. Engineering seismic risk analysis. Bulletin of Seismological Society of America, 58, 1583-1606.

Dawson P. B., Chouet B. A., Okubo P. G., Villaseñor A., e Benz H. M. (1999). Three-dimensional velocity structure of the Kilauea caldera, Hawaii, Geophys. Res. Lett., 26(18), 2805–2808.

De Vivo, B., Rolandi, G., Gans, P.B., Calvert, A., Bohrsen, W.A., Spera, F.J. and Belkin, H.E., 2001. New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian Volcanic Plain (Italy). Mineral. Petrol. **73**, pp. 47–65

Deino A. L., Orsi G., de Vita S., Piochi M., (2004). The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera - Italy) assessed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method. J Volc. Geotherm. Res., 133: 157-170

Dell'Aversana P., Ceragioli E., Morandi S. e Zollo A., (2000.) A simultaneous acquisition test of high-density 'global offset' seismic in complex geological settings. First break.

Dell'Aversana P., Morandi S., Buia M., Colombo D. (2002). Pre-stack depth migration of "Global Offset" data integrated with high resolution

magnetotelluric and gravity. SEG Int'l Exposition and 72nd Annual Meeting, Salt Lake City, Utah, October 6-11.

Dell'Aversana P., Colombo D., Buia M., Morandi S. (2003). Velocity interface model building in a thrust belt by tomographic inversion of global offset seismic data. *Geophysical Prospecting*, 51, 23-35.

Judenherc S. e Zollo A. (2004). The Bay of Naples (southern Italy): Constraints on the volcanic structures inferred from a dense seismic survey. *J. Geophys. Res.*, 109, B10312.

Dello Iacono D., Zollo A., Vassallo., Vanorio T. e Judenherc S. (2007). Seismic images and rock properties of the very shallow structure of Campi Flegrei caldera (southern Italy). *Sottomesso a Bulletin of Volcanology*

Ferrucci, F., A. Hirn, G. De Natale, J. Virieux, and L. Mirabile (1992), P-SV conversions at a shallow boundary beneath Campi Flegrei Caldera (Italy): Evidence for the magma chamber, *J. Geophys. Res.*, 97(B11), 15,351–15,359.

Goldberg D. 1989. Genetic Algorithm in search, optimization and machine learning. Addison-Wesley Professional.

Horiuchi S., Negishi H., Abe K., Kamimura A., Fujinawa Y., (2005). An Automatic Processing System for Broadcasting Earthquake Alarms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 2, pp. 708–718, doi: 10.1785/0120030133

Hurvich C. M. and Tsai C. (1989). Regression and time series model selection in small samples. *Biometrika*, 76, 297-307.

Improta L., Zollo A., Herrero A., Frattini R., Virieux J. and Dell'Aversana P., (2002). Seismic imaging of complex structures by non-linear travelttime inversion of dense wide-angle data: application to a thrust belt. *Geophys. J. Int.*, 151, 264-278.

Jin S., Beydoun W., 2000. 2D multi-scale non-linear velocity inversion. *Geophysical Prospecting* 48 (1), 163–180. doi:10.1046/j.1365-2478.2000.00177.x

Jin S. & Madariaga R., 1993. Background velocity inversion with a genetic algorithm. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 93-96.

Judenherc S. e Zollo A. (2004). The Bay of Naples (southern Italy): Constraints on the volcanic structures inferred from a dense seismic survey. *J. Geoph. Res.*, 109, B10312, doi:10.1029/2003JB002876.

Kissling E. (1988). Geotomography with local earthquake data. *Rev. Geophys.*, 26, 659-698.

Lay T. and Wallace T. C., (1995). *Modern Global Seismology*. Vol. 58, International Geophysics Series. Academic Press.

Lees J. M. and Crosson R. S., 1989. Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data. *J. Geophys. Res.*, 94, 5716-5728.

Lomax A., Zollo A., Capuano P., Virieux J., (2001). Precise, absolute earthquake location under Somma-Vesuvius volcano using a new three-dimensional velocity model. *Geophys. J. Int.*, 146, 313-331.

Lucente F. P., (2005). Possible fault plane in a seismic gap area of the southern Apennines (Italy) revealed by receiver function analysis. *J. Geophys. Res.*, 110:b4, B04307
Kanamori H., Hauksson E., Heaton . (1997). Real-time seismology and earthquake hazard mitigation. *NATURE* VOL 390 | 4 DECEMBER 1997

Lutter W. J., Nowack R. L., 1990. Inversion of crustal structure using reflections from PASSCAL Ouachita Experiment. *J. Geophys. Res.*, 95, 4633-4646.

Maerklin N., Haberland C., Ryberg T., Weber M., Bartov Y., and DESERT Group 2004. Imaging the Dead Sea Transform with scattered seismic waves. *Geophys. J. Int.*, 158, 179–186.

Mallet R., (1862). The first principle of observational seismology as developed in the report to the Royal Society of London of the expedition made by command of the Society into the interior of the Kingdom of Naples to investigate the circumstances of the great earthquake of December 1857. London (Reprint Istituto Nazionale di Geofisica, Roma, 1987)

Mangiacapra A., Rutherford M., Civetta L., (2007). Pre-eruption conditions of Minopoli2 shoshonitic magma from melt inclusions and experimental studies. *Geophysical Research Abstracts*, 9, European Geosciences Union

Maschio L., Ferranti L. e Burrato P., (2005). Active extension in Val d'Agri area, Southern Apennines, Italy: implications for the geometry of the seismogenic belt. *Geophysical Journal International*, 162:2, 591–609

Mazzoli S., Corrado S., De Donatis M., Scrocca D., Butler R. W. H., Di Bucci D., Naso G., Nicolai C. e Zucconi V., 2000. Time and space variability of “thin-skinned ” thrust tectonics in the Apennines (Italy). *Rend. Fis. Acc. Lincei*, s. 9, v. 11:5-39.

Menke W., 1989. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press. New York.

Michellini, A. e Lomax, A. (2004). The effect of velocity structure errors on double-difference earthquake location. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, No. 9, L09602. doi:10.1029/2004GL019682

Mostardini F. e Merlini S., 1986. Appennino Centro Meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. Mem. Soc. Geol. It., 35, 177-202.

Neidell N. and Taner M. T. 1971. Semblance and other coherency measures for multichannel data. Geophysics, 36, 482-497.

Pavlis G. L. and Booker J. R., 1980. The mixed discrete-continuous inverse problem: application to the simultaneous determination of the earthquake hypocenters and velocity structure. J., Geophys. Res., 85, 4801-4810.

Podvin P., Lecomte I. 1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity model: a massively parallel approach and its associated tools. Geophys. J. Int., 105, 271-284.

Reiter L., 1990. Earthquake Hazard Analysis. Columbia University Press.

Satriano C., Zollo A., Capuano P., Russo G., Vanorio T., Caielli G., Lovisa L., Moretti M., (2006) A 3D velocity model for earthquake location in Campi Flegrei area: application to the 1982-84 uplift event. In Geophysical exploration of the Campi Flegrei (Southern Italy) Caldera' Interiors: Data, Methods and Results.

Satriano C. , Lomax A., Zollo A. (2006). Real-time evolutionary earthquake location for seismic early warning. Bull. Seism. Soc. Am. Under revision

Sambridge M. & Drijkoningen G. 1992. Genetic algorithms in seismic waveform inversion. Geophysical Journal International, 109, 323-342.

Scarpa R., Tronca F., Bianco F., e Del Pezzo E. (2002). High resolution velocity structure beneath Mount Vesuvius from seismic array data, Geophys. Res. Lett., 29(21), 2040, doi:10.1029/2002GL015576,.

Sheriff R. E. e Geldart L. P. 1995. Exploration Seismology. Cambridge University Press, Cambridge.

Shiner P., Beccaccini A. and Mazzoli S. (2004). Thin-skinned versus thick-skinned structural models for Apulian carbonate reservoirs: constraints from the Val d'Agri Fields, S. Apennines, Italy. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 805-827.

Schweitzer J., Fyen J., Mykkeltveit S. e Kværna T. 2002. Seismic arrays. In P. Bormann, editor, *IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice*, chapter 9. Geo-ForschungsZentrum, Potsdam.

Telford, Geldart & Sheriff (1990). *Applied Geophysics* 2nd ed., Cambridge University Press.

Vanorio T., De Matteis R., Zollo A., Batini F., Fiordelisi A., e Ciulli B. (2004). The deep structure of the Larderello-Travale geothermal field from 3D microearthquake traveltime tomography. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07613; doi:10.1029/2004GL019432.

Vanorio T. e Virieux J., Capuano P.e Russo G. (2005). Three-dimensional seismic tomography from P wave and S wave microearthquake travel times and rock physics characterization of the Campi Flegrei Caldera. *J. Geophys. Res.*, 110, B03201, doi:10.1029/2004JB003102.

Vassallo M. and Zollo A. (2007). Depth and Morphology of reflectors from the non-linear inversion of arrival time and waveform semblance data. Part I: Method and applications to synthetic data. Submitted to *Geophysical Prospecting*.

Virieux J., 1991. Fast and accurate ray tracing by Hamiltonian perturbation. *J. Geophys. Res.*, 96, 579-594.

Villaseñor A., H. M. Benz, L. Filippi, G. De Luca, R. Scarpa, G. Patane', and S. Vinciguerra, Three-dimensional P wave velocity structure of Mt. Etna, Italy, *Geophys. Res. Lett.*, 25(11), 1975– 1978, 1998

Yilmaz Ö., 1987. *Seismic data processing*. Society of exploration Geophysicists.

Yilmaz Ö., 2001. *Seismic Data Analysis. Investigations in Geophysics*, vol. 10. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.

Whitley D. 1994. *A Genetic Algorithm tutorial*. Samizdat press (http://samizdat.mines.edu/ga_tutorial).

Zollo A., D'Auria L., De Matteis R., Herrero A., Virieux J., Gasparini P. 2002. Bayesian estimation of 2-D P-velocity models from active seismic arrival time data: imaging of the shallow structure of Mt. Vesuvius (Southern Italy). *Geophysical Journal International*, 151, 566-582.